

Das Geographische Seminar

---

Scherhag · Lauer

# Klimatologie



***westermann***



# Das Geographische Seminar

Begründet von Prof. Dr. Edwin Fels  
Prof. Dr. Ernst Weigt

Herausgegeben von

Prof. Dr. Eckart Ehlers  
Prof. Dr. Hartmut Leser  
Prof. Dr. Herbert Wilhelmy

## Klimatologie

Prof. Dr. RICHARD SCHERHAG †  
Prof. Dr. WILHELM LAUER

*westermann*

CIP-Kurztitelaufnahme der Deutschen Bibliothek

**Scherhag, Richard:**

Klimatologie / Richard Scherhag; Wilhelm Lauer. – 10. Aufl. – Braunschweig:  
Westermann, 1982.

(Das geographische Seminar)

ISBN 3-14-160284-0

NE: Lauer, Wilhelm

© Georg Westermann Verlag

Druckerei und Kartographische Anstalt GmbH & Co.

Braunschweig 1982

Satz: Zehnersche Buchdruckerei, Speyer

Druck und Bindung: westermann druck, Braunschweig 1982

Verlagslektor: K. Höller

Lektoratsassistentin: G. Kühn

Typographie und Hersteller: E. Zische

Kartographie: J. Zwick, Gießen

Graphiken: Technisch-graphische Abteilung, Georg Westermann

ISBN 3-14-160284-0



# Inhalt

Vorwort . . . . .	6
Einführung . . . . .	7
<b>1 Die Grundgesetze der Meteorologie . . . . .</b>	<b>9</b>
1.1 Die Zusammensetzung der Luft . . . . .	9
1.2 Die Rolle des Wasserdampfes in der Atmosphäre . . . . .	10
1.3 Die Wolkenarten . . . . .	14
1.4 Der Aufbau der Atmosphäre . . . . .	19
1.5 Die Ausdehnung der Luft bei der Erwärmung . . . . .	21
1.6 Der Luftdruck . . . . .	21
1.7 Die Wetterkarte . . . . .	23
1.8 Die Entstehung des Windes . . . . .	26
1.8.1 Land- und Seewind . . . . .	29
1.8.2 Gebirgszirkulationen . . . . .	31
1.9 Die ablenkende Kraft der Erdrotation . . . . .	34
1.10 Die Windbewegungen vom hohen zum tiefen Druck . . . . .	36
1.11 Die Windverhältnisse in der freien Atmosphäre . . . . .	37
1.12 Der Einfluß der Bodenreibung . . . . .	38
1.13 Die Vertikalbewegungen in Zyklonen und Antizyklonen . . . . .	39
1.14 Orographisch beeinflusste Winde . . . . .	40
<b>2 Die planetarische Zirkulation . . . . .</b>	<b>43</b>
2.1 Die Sonnenstrahlung . . . . .	43
2.2 Strahlungsbilanz und Druckverteilung in der Stratosphäre . . . . .	45
2.3 Strahlungsbilanz und Druckverteilung in der Troposphäre . . . . .	46
2.4 Die mittleren Druckverhältnisse an der Erdoberfläche . . . . .	50
<b>3 Die natürlichen Luftdruck- und Windgürtel . . . . .</b>	<b>55</b>
3.1 Die ektropischen Westwindzonen . . . . .	58
3.2 Die außertropischen Zyklonen, ihre Fronten und Luftmassen . . . . .	60



<b>6</b>	<b>Grundzüge der Mikroklimatologie</b>	139
6.1	Wesen und Begriffe	139
6.2	Der bodennahe Energieumsatz	141
6.2.1	Der Energieumsatz Erdoberfläche-Atmosphäre	143
6.2.2	Der Energieumsatz Erdoberfläche-Boden	144
6.2.3	Der Energieumsatz durch Verdunstung bzw. Kondensation	145
6.2.4	Der Energieumsatz am Pflanzenbestand	145
6.2.5	Energieumsatz und Photosynthese bzw. Respiration	145
6.2.6	Der Energieumsatz durch Niederschläge	146
6.2.7	Energieumsatz und Advektion	146
6.3	Landschaftsräumliche Aspekte des Mikroklimas (Geländeklima)	147
6.3.1	Das thermische Geländeklima	148
6.3.2	Das hygrische Geländeklima	153
6.3.3	Geländeklima und Luftaufnahmen	156
6.4	Vegetation und Mikroklima (Bestandsklima)	158
6.5	Das Bodenklima	162
6.6	Wind und Mikroklima	163
<b>7</b>	<b>Klima und Mensch</b>	165
7.1	Strahlung	168
7.2	Höhenkrankheit	169
7.3	Klima und Gesundheit, Bioklimatologie	169
7.4	Meteorotrope Krankheiten	172
7.5	Klima und Kultur – das Problem der Akklimatisation	172
7.6	Großräumige Klimaänderungen	175
7.7	Lokale Klimaveränderungen durch den Menschen	180
7.7.1	Das Stadtklima	180
7.7.2	Das Klima des ländlichen Raumes	190
<b>8</b>	<b>Literatur</b>	194
<b>9</b>	<b>Register</b>	200



# Vorwort

Die 10. Auflage der „Klimatologie“ behält das bisherige Grundkonzept einer knapp gefaßten Gesamtdarstellung des Fachgebietes bei. Die Kapitel „Grundzüge der Meteorologie, Planetarische Zirkulation, Natürliche Luftdruck- und Windgürtel“ tragen nach wie vor die spezifische Handschrift und die Gedankengänge des 1970 verstorbenen Erstverfassers dieses Bandes. RICHARD SCHERHAG hatte sie aus der Sicht des Synoptikers so zeitlos und meisterlich gestaltet, daß sie auch heute noch Fachvertreter und Studierende gleichermaßen ansprechen. Die weiteren Kapitel „Klimaklassifikationen“, „Klimageschichte und Klimaschwankungen“, „Grundzüge der Mikroklimatologie“ sowie „Klima und Mensch“ wurden völlig neu bearbeitet, erweitert und mit Abbildungen (Diagrammen und Kartenskizzen) angereichert.

Den Herren Dr. PETER FRANKENBERG und Dipl.-Geogr. DAUD RAFIQ-POOR danke ich für Hilfen bei der Neubearbeitung, Fräulein MARIANNE KÜRMANN für die Anfertigung der Reinschrift des Manuskriptes und dem Verlag für die verbesserte Ausstattung der neu verfaßten Kapitel des Buches.

Bonn, Juni 1982

WILHELM LAUER

# Einführung

Klimatologie, die Lehre vom Klima und dessen räumlicher und zeitlicher Veränderung, ist Teildisziplin der Geographie und Meteorologie zugleich. Sie ist einerseits der Meteorologie zugeordnet als der Lehre von der Physik der Atmosphäre, andererseits der Geographie als der chorologischen Wissenschaft, die im Rahmen der allgemeinen physischen Geographie die Beziehungen zwischen den Prozessen in der Atmosphäre und den Gegebenheiten auf der Erdoberfläche untersucht und im Rahmen der länder-, landes- und landschaftskundlichen Forschung die Typisierung und Gliederung von klimatischen Raumeinheiten vornimmt.

In diesem Sinne versteht man unter Klima „*die für einen Ort oder auch einen größeren Raum typische Zusammenfassung der die Erdoberfläche beeinflussenden atmosphärischen Zustände und Witterungsvorgänge während längerer Zeiträume in charakteristischer Häufigkeitsverteilung*“ (BLÜTHGEN/WEISCHET 1980). Das typische Klima eines Ortes bzw. größeren Raumes ergibt sich aus dem Zusammenwirken von solaren, meteorologischen und geographischen Bedingungen: 1. der Stellung der Erde im solaren System, die sich vornehmlich in der geographischen Breite ausdrückt, 2. der Zirkulation der Erdatmosphäre, 3. der Verbreitung von Land und Wasser, der Reliefgliederung und dem Bedeckungszustand der Erdoberfläche.

Neben dem Begriff Klima bezeichnet Witterung – nach allgemeiner Übereinkunft – den Wetterzustand und -ablauf während einer mehr oder weniger langen Zeitspanne. Zur vollständigen Darstellung des Klimas gehören sowohl Angaben über den durchschnittlichen, häufigsten und extremen Zustand der Witterungselemente und ihrer Schwankungen im Sinne einer separativen Klimatologie als auch eine Beschreibung und Erklärung der typischen täglichen und jährlichen Witterungsabläufe im Sinne einer dynamisch-synoptischen Klimatologie. Schließlich ist es eine wesentliche Aufgabe der Klimatologie, die Klimate der Erde zu typisieren, zu klassifizieren und die verschiedenen Dimensionen und Formen klimatologischer Betrachtung herauszuarbeiten.



Vielfach wird heute zur Akzentuierung einer geographisch-orientierten Klimakunde die Bezeichnung *Klimageographie* gewählt in Analogie zu den Begriffen Hydrogeographie, Vegetationsgeographie usw.

Da aber gleichwohl die Vielfalt der klimatischen Erscheinungen in der Atmosphäre und ihre Wirkungen im Zusammenhang mit den geographischen Faktoren der Erdoberfläche physikalisch-kausal interpretiert werden müssen, mithin hinreichende Kenntnisse der physikalisch-dynamischen Prozesse vonnöten sind, entfällt eine grundsätzliche Unterscheidung von Klimatologie und Klimageographie. Dies gilt zunehmend durch die Einbeziehung der ökologischen Forschungsansätze in den Aufgabenkatalog erdwissenschaftlicher Fächer. Hier wird die Klimatologie immer stärker zu einer übergreifenden spezifischen Betrachtungsweise des Systems Atmosphäre/Erde.

Der vorliegende Band behält den Titel „Klimatologie“ bei, da sowohl ein Einblick in die geophysikalischen Prozesse in der Atmosphäre als auch in die klimageographischen Zusammenhänge und räumlichen Verteilungsmuster gegeben wird. Die Grundgesetze der Meteorologie sowie die planetarische Zirkulation sind zunächst Gegenstand der Abhandlung. Regionale Aspekte stehen bei der Beschreibung der natürlichen Luftdruck- und Windgürtel im Vordergrund. Es folgt eine Darstellung der Typisierung und Klassifizierung der Klimate, in der die geographische Betrachtungsweise im Vordergrund steht.

In den Kapiteln Klimageschichte und Klimaschwankungen, Grundzüge der Mikroklimatologie sowie Klima und Mensch wird dann besonders der Verbund der Klimatologie mit den geoökologischen Fragestellungen erdwissenschaftlicher und biowissenschaftlicher Fächer deutlich.

# 1 Die Grundgesetze der Meteorologie

Das Wort *Meteorologie* geht auf den griechischen Philosophen ARISTOTELES (384–322 v. Chr.) zurück. In der griechischen Sprache wurde jede im Dunstkreis der Erde befindliche Erscheinung als „meteoron“ bezeichnet. Dazu gehören auch die in der Atmosphäre auftretenden Phänomene wäßriger Natur, die sog. *Hydrometeore*, mit denen sich die Meteorologie bevorzugt beschäftigt.

## 1.1 Die Zusammensetzung der Luft

Die Atmosphäre ist ein physikalisches Gemisch verschiedener gasförmiger Elemente, deren Anteile (Tab. 1) sich wegen der durch die Luftbewegung und Böigkeit hervorgerufenen Durchmischung, von wenigen Ausnahmen abgesehen, erst in sehr großen Höhen merklich ändern. Von ihnen sind Wasserdampf und Kohlendioxid variabel, was von großer klimatischer Bedeutung ist.

Tab. 1: Mittlere Zusammensetzung der Atmosphäre im Meeresniveau

Bestandteil	Stickstoff	Sauerstoff	Wasserdampf	Argon	
Anteil in %	77	20,7	1,3	0,9	= 99,9

Der Rest von 0,1 % setzt sich mit immer geringeren Anteilen aus Kohlendioxid (0,03 %), Neon, Helium, Krypton, Xenon, Wasserstoff, Ozon, Ammoniak, Wasserstoffsuperoxid, Jod und Radon zusammen. Hinzu kommt noch ein kleiner Anteil flüssiger und fester Schwebeteilchen, die als Wolken und Dunst- oder Rauch- bzw. Staubtrübung sichtbar werden, z. B. Schwefelsäure, Natrium- und Calciumverbindungen und zahlreiche Verunreinigungen durch Verkehr, Haushalte und Industrie, neuerdings auch Spaltprodukte kernchemischer Prozesse.

Der Anteil der in der Atmosphäre wirksamen künstlichen radioaktiven Partikel beträgt bisher in Bodennähe, von der unmittelbaren Umgebung von Atomexplosionen abgesehen, meist nur wenige und nur selten mehr als 10% der natürlichen Radioaktivität. Er hatte 1961 einen Höhepunkt erreicht und seitdem wieder so stark abgenommen, daß er kaum noch meßbar ist. Während der natürliche Anteil sehr rasch mit der Höhe abnimmt und schon in 5000 m nur noch etwa 5% des Gehaltes in Erdbodennähe beträgt, nimmt die künstliche Radioaktivität mit der Höhe zu.

Von den in der Atmosphäre vorkommenden Stoffen spielt der Wasserdampf eine besondere Rolle. Sein Anteil, der nach Tab. 1 im Durchschnitt in Erdbodennähe 1,3% beträgt, unterliegt nämlich stärkeren Schwankungen. Er kann – in den feuchten Tropen – bis 4% zunehmen, aber auch bis nahe Null zurückgehen – vor allem bei sehr tiefen Wintertemperaturen.

## 1.2 Die Rolle des Wasserdampfes in der Atmosphäre

Leider ist schon die Bezeichnung Wasserdampf irreführend. Es müßte vielmehr richtiger „Wassergas“ heißen. Der Wasserdampf ist nämlich *gasförmig* und *unsichtbar*. In unseren Wohnräumen sind im allgemeinen etwa 5–10 g „Wasserdampf“ in jedem Kubikmeter Luft enthalten.

Dieser Wasserdampfgehalt wird als *absolute Feuchtigkeit* bezeichnet. Definitionsgemäß ist das *die in Gramm ausgedrückte (unsichtbare) Wasserdampfmenge in einem Kubikmeter Luft*. Zahlenmäßig nahezu gleich groß ist der *Dampfdruck*, das ist der (weit weniger anschauliche) Partialdruck des Wasserdampfes, d. h. der Teil des Luftdruckes, der allein durch den Druck des Wasserdampfes ausgeübt wird. Die enge Übereinstimmung der Dampfdruckwerte mit der absoluten Feuchtigkeit besteht aber nur, wenn der Dampfdruck in Millimeter Quecksilbersäule angegeben wird. Nach dem „Système International“ wird seit 1978 als Druckeinheit nur noch das Millibar (mbar) verwendet.

In der *Aerologie*, der Lehre von dem Verhalten der freien Atmosphäre, wird statt der absoluten Feuchtigkeit ausschließlich die *spezifische Feuchtigkeit* verwendet. Sie ist die in Gramm ausgedrückte Wasserdampfmenge je Kilogramm Luft. Dieses Maß wird deshalb bevorzugt, weil es in einem sich vertikal bewegendem Luftquantum im Gegensatz zu der absoluten Feuchtigkeit konstant bleibt. Ein Luftquantum, nach oben bewegt, dehnt sich nämlich wegen der Abnahme des Luftdruckes mit der Höhe aus, und daher nimmt die Wasserdampfmenge, bezogen auf ein Kubikmeter, dabei ab, ohne daß irgendein Anteil des Wasserdampfes ausgeschieden wird. Die spezifische Feuchte bleibt bei dem gleichen Vorgang konstant, da in

der Höhe ein Kilogramm Luft ein im gleichen Verhältnis größeres Volumen einnimmt. Schließlich muß erwähnt werden, daß in den englisch sprechenden Ländern statt der spezifischen Feuchte meist das *Mischungsverhältnis* angegeben wird. Dessen Zahlenwert ist aber nur wenig größer als der der spezifischen Feuchtigkeit. Der einzige Unterschied zu dieser besteht darin, daß beim Mischungsverhältnis das Verhältnis der Wasserdampfmenge zur Menge der trockenen Luft, bei der spezifischen Feuchtigkeit hingegen das Verhältnis der Wasserdampfmenge zur Gesamtmenge der sich aus trockener Luft und dem Wasserdampf zusammensetzenden Atmosphäre angegeben wird. Einer spezifischen Feuchte von 6 g/kg entspricht also ein Mischungsverhältnis von  $6:0,994 = 6,04$ .

Der Wasserdampf spielt deshalb eine so entscheidende Rolle in der Atmosphäre, weil die Luft praktisch nie mehr als einen bestimmten Maximalbetrag Wasser in gasförmiger Phase enthalten kann und diese maximal mögliche Menge bei sehr hohen Temperaturen etwa tausendmal größer ist als bei strenger Kälte. Jede Wasserdampfmenge, die diesen *Sättigungswert* überschreitet, kondensiert mehr oder weniger schnell zu (flüssigem) Wasser bzw. bildet – bei Sublimation – kleine Eiskristalle, wobei gleichzeitig die latente Wärme des Wasserdampfes frei wird. Je größer die Übersättigung wird, um so mehr wird schließlich als Regen oder Schnee oder sonstige Hydrometeore herunterfallen, und, falls nicht in einer darunter liegenden ungesättigten Luftschicht wieder ein vollständiges Verdunsten einsetzt, den Erdboden erreichen.

Tab. 2: Höchstmögliche Wasserdampfmenge in der Atmosphäre bei verschiedenen Temperaturen (maximale absolute Feuchtigkeit)

Wasserdampf (g/m <sup>3</sup> )	83,0	51,0	30,3	17,2	9,4	4,8	2,4	1,1	0,5	0,2	0,1
Temperatur (°C)	+ 50	+ 40	+ 30	+ 20	+ 10	0	– 10	– 20	– 30	– 40	– 50

In Tab. 2 sind für verschiedene Temperaturen die Höchstwerte der Wasserdampfmenge, die ein Kubikmeter Luft aufzunehmen vermag und die als *maximale absolute Feuchtigkeit* bezeichnet werden, zusammengestellt.

Bei jeder Temperatur vermag die Luft also nur eine ganz bestimmte Menge gasförmigen Wasserdampfes aufzunehmen. Wird diese erreicht, dann ist die Luft gesättigt. Meistens ist der Feuchtigkeitsgehalt geringer. Das Verhältnis zwischen der vorhandenen und der maximal möglichen Menge wird als *relative Feuchtigkeit* bezeichnet. Sind bei einer Temperatur von 40°C z. B. 17,2 g Wasserdampf in 1 m<sup>3</sup> Luft enthalten, so beträgt die relative Feuchtigkeit, da 51,0 g maximal möglich wären,  $17,2:51,0 = 34\%$ .



Wird diese Luft auf 20°C abgekühlt, so nimmt die relative Feuchtigkeit auf 100% zu. Bei noch weiterer Abkühlung wird der überschüssige Teil des Wasserdampfes an kleinen Schwebeteilchen, den *Kondensationskernen*, kondensieren. Sind solche hygroskopischen Kerne nicht vorhanden, dann kann erst bei vielfacher Übersättigung Kondensation an den Ionen eintreten. Stark verunreinigte Luft begünstigt dagegen außerordentlich die Bildung von Nebel.

Bis zu Temperaturen von -14°C werden *häufig* noch *unterkühlte* Wassertropfen beobachtet; bei noch tieferen Temperaturen ist das nur selten der Fall. Auch scheint die Bildung der Eiskristalle meistens durch ein flüssiges Zwischenstadium und nicht durch den direkten Übergang von der gasförmigen in die feste Phase zu erfolgen. Bei gleichzeitiger Anwesenheit zahlreicher flüssiger und fester Bestandteile erfolgt die Bildung von *Graupelkörnern* und *Hagel*. Sehr feiner Niederschlag deutet auf eine geringe vertikale Mächtigkeit der Wolken hin und wird als *Sprühregen* oder, in fester Form, als *Griesel* bezeichnet. Bei sehr tiefen Temperaturen ist der Wasserdampfgehalt so gering, daß gelegentlich überhaupt keine Wolke mehr zu erkennen ist und durch direkte Sublimation entstandene Eisnadeln (*Polarschnee*) vom klaren Himmel fallen, was häufig zu mannigfachen optischen Erscheinungen Anlaß gibt.

Die Temperatur, bis zu der sich Luft abkühlen muß, damit Sättigung eintritt, wird als *Taupunkt* bezeichnet, weil dabei die Taubildung beginnt. Der Taupunkt ist jetzt das in allen Wettertelegrammen angegebene Maß für die Feuchtigkeit und daher neuerdings eine besonders wichtige Größe.

Die *Verdunstung* von Wasser erfolgt um so rascher, je größer der Unterschied zwischen der maximal möglichen – der potentiellen Verdunstung – und der tatsächlich vorhandenen Wasserdampfmenge – der effektiven Verdunstung – ist. Es kommt dabei *nicht* auf das Verhältnis der beiden Größen zueinander, also auf die relative Feuchte an, sondern auf die *Differenz*, die als *Sättigungsdefizit* bezeichnet wird. Dieses spielt für die Größe der Verdunstung eine ausschlaggebende Rolle.

Schließlich muß erwähnt werden, daß sowohl die Überführung des Wasserdampfes aus dem festen in den flüssigen als auch aus dem flüssigen in den gasförmigen Zustand eine bestimmte Energiemenge, nämlich die *Schmelz-* bzw. *Verdampfungswärme* erfordert. Die Schmelzwärme beträgt pro Gramm des schmelzenden Eises 80 kleine Kalorien<sup>1</sup> bzw. 335 Joule. Die Verdampfungswärme ist pro Gramm verdunstenden Wassers mit 567 gcal bzw. 2374 J mehr als siebenmal größer. Verdunstendes Eis er-

<sup>1</sup> Auch im folgenden ist immer die *kleine* Kalorie oder Gramm-Kalorie (gcal) gemeint, das ist die Wärmemenge, die 1 g Wasser um 1°C erwärmt, und zwar von 14,5°C auf 15,5°C. 1 gcal = 4,1868 Joule.



fordert sogar noch 10–11% höhere Energiemengen. Bei der Kondensation bzw. Eisbildung werden die gleichen Wärmemengen wieder frei und z. B. bei der Taubildung der Luft zugeführt. Daher vermag sich die Luft in Erdbodennähe nie viel unter den Taupunkt abzukühlen, der aus diesem Grund ein guter Indikator für Nachtfrostvorhersagen ist. Bei der Wolkenbildung spielt die Kondensationswärme eine entscheidende Rolle.

Trockene Luft kühlt sich beim Aufsteigen wegen der dabei geleisteten Ausdehnungsarbeit in allen Höhen stets um  $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  ab (trockenadiabatische Temperaturabnahme). Findet jedoch Wolkenbildung statt, so wird Kondensationswärme frei, und dadurch verringert sich der Abkühlungsbetrag beispielsweise bei einer Durchschnittstemperatur von  $10^{\circ}\text{C}$  auf etwa  $0,5^{\circ}\text{C}$  pro 100 m Aufstieg (feuchtadiabatische Temperaturabnahme). Er nähert sich in der oberen Troposphäre bei dem dort herrschenden ganz geringen Wasserdampfgehalt aber wieder dem Wert von  $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . Absteigende Luft erwärmt sich stets – von den ersten hundert Metern abgesehen, wo die die Wolken bildenden Wassertröpfchen verdunsten – um  $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . Diese Wirkung tritt bei Fallwinden wie dem Föhn oder dem Chinook des Felsengebirges sehr markant in Erscheinung. In zusammensinkenden Hochdruckgebieten werden dadurch oft Temperaturinversionen, d. h. vertikale Temperaturzunahme statt -abnahme, erzeugt, die eine nachhaltige Sperre für den Luftaustausch darstellen.

Jede Abkühlung ist von einer Zunahme und jede Erwärmung von einer Abnahme der relativen Feuchtigkeit begleitet. Deshalb sind extrem hohe Temperaturen ebenso mit großer Lufttrockenheit verbunden wie die Luft bei sehr tiefen Temperaturen – mit Ausnahme der Stratosphäre, die gegen die Bodenfeuchte abgeschirmt ist – immer relativ feucht ist. Nächtliche Abkühlung erhöht die relative Feuchtigkeit und kann bei Erreichen des Taupunktes zur Nebelbildung führen. Viel wirksamer sind aber die Vertikalbewegungen, denn eine Hebung um 3000 m, die ohne freiwerdende Kondensationswärme eine Abkühlung von  $30^{\circ}\text{C}$  zur Folge hat, wird in nahezu *jedem* Fall zur Wolken- und Niederschlagsbildung führen. Deshalb fallen an den Luvseiten aller Gebirge gewaltige Niederschlagsmengen (Steigungsregen), während die Leeseiten mehr oder weniger trocken sind (Föhn).

Wenn die Luft durch Kontakt mit dem von der Sonnenstrahlung erhitzten Erdboden oder über einem warmen Meer schnell erwärmt wird, dann steigen einzelne Luftblasen rasch nach oben. So bilden sich Haufen- oder Gewitterwolken (Cumulus bzw. Cumulonimbus). Das Ausmaß der Wolkenbildung wird dabei wesentlich von den in der Höhe vorhandenen Temperaturen mitbestimmt. Herrschen dort die gleichen Temperaturen, wie sie die aufsteigende Luft annimmt, so spricht man von *indifferentem* Gleichgewicht. Ist die Luft oben kälter, kommt also die aufsteigende Luft

wärmer an, so ist diese leichter als die umgebende Luft; es herrscht kein stabiler, sondern ein *labiler* Zustand, und das Aufsteigen wird beschleunigt. Das Aufschießen von Gewitterwolken, das ein Ausdruck dieses physikalischen Vorgangs ist, kann bei sorgfältiger Beobachtung schon mit dem bloßen Auge verfolgt werden; im Zeitraffer allerdings ist es erheblich deutlicher. Dabei sind schon vertikale Geschwindigkeiten von 30 m/sec mit Segelflugzeugen beobachtet worden, und in einem Verkehrsflugzeug, das in solche Cumulusköpfe hineinfliegt, wird selbst dann, wenn die Vertikalbewegung nicht direkt sichtbar ist, ein heftiger Stoß nach oben verspürt. Wenn lokale Überhitzung der unteren Luftschichten Gewitter hervorruft, werden sie als *Wärmegewitter* bezeichnet. In höheren Bereichen kann jedoch der Einbruch polarer Kaltluft, im Winter vor allem über warmen Meeresgebieten, zur Bildung von *Kältegewittern* – so entstehen in Mitteleuropa auch die Aprilschauer – führen. Die meisten unserer Gewitter verdanken diesem dynamischen Effekt, vor allem in höheren Luftschichten, ihre Entstehung, seltener rein thermischer Konvektion.

Die bei vertikaler Labilität erzeugten Gewitterschauer sind zwar sehr heftig, aber meist nur kurzdauernd und örtlich begrenzt, denn neben der aufsteigenden Schauerwolke muß die gleiche Luftmenge als Ersatz zum Boden sinken, wo kein Luftloch entstehen kann. Warum aber häufig auch in weit ausgedehnten, oft ganze Länder umfassenden Gebieten eine gleichmäßige, dann aber langsam aufsteigende Bewegung von einigen hundert Metern in der Stunde vorhanden ist und zu Dauer-(Land-)Regen Anlaß gibt, während es in anderen Zonen wolkenlos ist, wird bei der Wirkung der Temperaturunterschiede auf das Verhalten der Atmosphäre behandelt.

### 1.3 Die Wolkenarten

Die Wolken, die aus feinsten Wassertröpfchen oder aus Eiskristallen bestehen, bilden einen untrennbaren Bestandteil der Landschaft. Für die meisten Klimaregionen sind bestimmte Wolkenarten charakteristisch. Dennoch können aber nahezu an allen Stellen der Erde sämtliche Wolkenformen vorkommen.

Die Spezialisierung der Wolkenarten ist vor allem von der World Meteorological Organization sehr weit getrieben worden. Der neueste Stand wird in dem 1956 erschienenen Internationalen Wolkenatlas anhand eindrucksvoller Wolkenfotografien eingehend erläutert. Hier können nur die Hauptarten (Gattungen) beschrieben werden, Einzelheiten sind der Tab. 3 zu entnehmen.







Die lateinische Benennung der Wolkenarten geht auf den 1772 in London geborenen Admiral LUKE HOWARD zurück. Er hat mit seiner Wolkenklassifikation GOETHE so begeistert, daß dieser ihm und den Wolkenarten mehrere Gedichte gewidmet hat („Atmosphäre“, „Howards Ehrengedächtnis“, „Stratus“, „Cumulus“, „Cirrus“, „Nimbus“). Die Howardsche Einteilung hat sich deshalb so rasch durchgesetzt und bis auf den heutigen Tag erhalten, weil sie von vier Grundbezeichnungen ausging und alle vorkommenden Zwischenarten durch verschiedene Kombinationen der Grundbezeichnungen benannt wurden. Die vier von GOETHE schon zitierten Grundarten sind die Haarlocke (Cirrus), die glatte Schicht (Stratus), der Haufen (Cumulus) und der Schleier (Nimbus).




Bei den *Cirrus*wolken handelt es sich um die haarlockenähnlichen, büschel- oder fadenförmig angeordneten Eiskristalle in den höchsten Schichten der Troposphäre, wo nur noch so wenig Wasserdampf vorhanden ist, daß diese Wolken das Sonnenlicht kaum schwächen. In den Tropen kommen die Cirren in Höhen von 6 bis 18 km, in den mittleren Breiten zwischen 5 und 13 km und in den Polarregionen zwischen 3 und 8 km vor. Zuweilen bilden sich in diesen Höhen winzig erscheinende Häufchen aus, die als *Cirrocumulus* bezeichnet werden und verhältnismäßig selten sind. Verdichten sich die Cirruswolken zu einer dünnen, gleichförmigen Decke, durch die die Sonne zwar noch hindurchscheint, in der sich aber Höfe und Ringe<sup>1</sup> um Sonne und Mond bilden, dann spricht man von einer schichtförmigen Cirruswolke (*Cirrostratus*).

Bei der gewöhnlichen *Stratus*wolke handelt es sich um eine niedrige und graue, aber niemals sehr dicke und daher keinen stärkeren Niederschlag hervorrufende Wolkenschicht, die sich meistens aus einem angehobenen Bodennebel (Hochnebel) entwickelt. Diese dünne Wolkenschicht, die am häufigsten kurz nach Sonnenaufgang entsteht, wird bei zunehmender Erwärmung entweder wieder rasch aufgelöst, oder ihre Unter- und Obergrenze nehmen wellenförmige Struktur an mit haufenartigen Verdickungen. Dann wird daraus eine zähleibige *Stratocumulus*decke, die die untere feuchte und dunsterfüllte Luft von der darüber befindlichen sehr trockenen und klaren Höhenluft trennt. Die Obergrenze dieser Wolken strahlt so viel Wärme in den Weltenraum aus, daß sie sich immer weiter abkühlt. Infolgedessen erfüllt diese eintönige Wolkendecke im Winter große Areale der kontinentalen Hochdruckgebiete. Im Sommer ist sie dagegen am häufigsten über den Ozeanen, während sie über dem Festland bei zunehmender Erwärmung des Bodens aufgelöst wird. Oft entwickelt

<sup>1</sup> Höfe werden durch Beugung, Sonnen- und Mondringe durch Brechung der Sonnenstrahlen an gleichförmig angeordneten regulären Kristallen hervorgerufen. Sie haben einen Abstand von 22° oder 46° von Sonne oder Mond. Außerdem können noch zahlreiche andere Lichtbogen, Lichtsäulen, Nebensonnen usw. entstehen.

Tab. 3: Die Klassifikation der Wolken

Gattung und Symbol	Art	Unterart	Besonderheiten und Begleitwolken
Cirrus (Ci)  (Hohe Federwolke)	fibratus (fib) uncinus (unc) = faserig = haken-, krallenförmig = dicht spissatus (spi) castellanus (cas) = türmchenförmig floccus (flo) = flockenförmig	intortus (in) radiatus (ra) = verflochten = strahlenförmig vertebratus (ve) = grätenförmig duplicatus (du) = doppelschichtig	mamma (mam) = mit beutelförmigen Auswüchsen
Cirrocumulus (Cc)  (Hohe Schäfchenwolke)	stratiformis (str) lenticularis (len) = schichtförmig = linsen-, mandelförmig castellanus (cas) = türmchenförmig floccus (flo) = flockenförmig	undulatus (un) lacunosus (la) = wogenförmig = durchlöchert	virga (vir) mamma (mam) = mit Fallstreifen = mit beutelförmigen Auswüchsen
Cirrostratus (Cs)  (Hohe Schleierwolke)	fibratus (fib) nebulosus (neb) = faserig = nebelartig	duplicatus (du) undulatus (un) = doppelschichtig = wogenförmig	
Altocumulus (Ac)  (Grobe Schäfchenwolke)	stratiformis (str) lenticularis (len) = schichtförmig = linsen-, mandelförmig castellanus (cas) = türmchenförmig floccus (flo) = flockenförmig	translucidus (tr) perlucidus (pe) = durchscheinend = durchsichtig (Lücken) opacus (op) = nicht durchscheinend duplicatus (du) = doppelschichtig undulatus (un) = wogenförmig radiatus (ra) = strahlenförmig lacunosus (la) = durchlöchert	virga (vir) mamma (mam) = mit Fallstreifen = mit beutelförmigen Auswüchsen
Altostratus (As)  (Mittelhohe Schichtwolke)	translucidus (tr) opacus (op) = durchscheinend = nicht durchscheinend duplicatus (du) = doppelschichtig undulatus (un) = wogenförmig radiatus (ra) = strahlenförmig	praecipitatio (pra) pannus (pan) mamma (mam) = mit Fallstreifen = mit Niederschlag = mit Fetzen = mit beutelförmigen Auswüchsen	
Nimbostratus (Ns)  (Regen-Schichtwolke)			praecipitatio (pra) virga (vir) pannus (pan) = mit Niederschlag = mit Fallstreifen = mit Fetzen

<i>Gattung und Symbol</i>	<i>Art</i>	<i>Unterart</i>	<i>Besonderheiten und Begleitwolken</i>
Stratocumulus (Sc)  (Schicht-Haufenwolke)	stratiformis (str) lenticularis (len) castellanus (cas) = schichtförmig = linsen-, mandelförmig = türmchenförmig	translucidus (tr) = durchscheinend perlucidus (pe) = durchsichtig (Lücken) opacus (op) = nicht durchscheinend duplicatus (du) = doppelschichtig undulatus (un) = wogenförmig radiatus (ra) = strahlenförmig lacunosus (la) = durchlöchert	mamma (mam) = mit beutelförmigen Auswüchsen virga (vir) = mit Fallstreifen praecipitatio (pra) = mit Niederschlag
Stratus (St) -- (Niedrige Schichtwolke)	nebulosus (neb) fractus (fra) = nebelartig = zerrissen	opacus (op) = nicht durchscheinend translucidus (tr) = durchscheinend undulatus (un) = wogenförmig	praecipitatio (pra) = mit Niederschlag
Cumulus (Cu)  (Haufenwolke)	humilis (hum) = wenig entwickelt mediocris (med) = mittelmäßig congestus (con) = mächtig aufquellend fractus (fra) = zerrissen	radiatus (ra) = strahlenförmig	pileus (pil) = mit Kappe velum (vel) = mit Schleier virga (vir) = mit Fallstreifen praecipitatio (pra) = mit Niederschlag arcus (arc) = mit Böenkragen pannus (pan) = mit Fetzen tuba (tub) = mit Wolken-schlauch
Cumulonimbus (Cb)  (Schauer- und Gewitterwolke)	calvus (cal) = kahl (nicht faserig) capillatus (cap) = behaart (faserig)		praecipitatio (pra) = mit Niederschlag virga (vir) = mit Fallstreifen pannus (pan) = mit Fetzen incus (inc) = mit Amboß mamma (mam) = mit beutelförmigen Auswüchsen pileus (pil) = mit Kappe velum (vel) = mit Schleier arcus (arc) = mit Böenkragen tuba (tub) = mit Wolken-schlauch



sich eine solche wellenförmige Wolkendecke auch in etwas höheren Schichten bei 2–6 km und wird dann als *Alto cumulus* bezeichnet.

Bei Hebungsvorgängen in den mittleren Atmosphärenschichten können sich auch dort graue, gleichförmige Schichtwolken entwickeln, die als *Altostratus* (hoher Stratus) bezeichnet werden. Ihrer Entstehung nach ist diese Wolkenschicht vom Stratus ganz verschieden. Sie kann ebenso dünn wie der Stratus sein, ist meistens aber über viele tausend Meter mächtig und kann in großen Zyklonen und tropischen Wirbelstürmen sogar die ganze mittlere Atmosphäre von etwa 2 km Höhe an erfüllen, wobei sie in größeren Höhen auf der Vorderseite eines Tiefdruckgebietes ohne irgendeine deutliche Grenze allmählich in Cirrostratus übergeht und häufig für anhaltenden Niederschlag verantwortlich ist.

Alle bisher beschriebenen Wolkenarten haben eine weit größere horizontale als vertikale Erstreckung. Bei den *Cumulus*wolken ist das dagegen nicht der Fall. Sie beginnen meistens 1–2 km über dem Erdboden und steigen mit ihren Kuppen rasch in größere Höhen hinauf. Treffen sie auf wärmere Höhenluft, wie in der Passatregion, dann hört ihr Wachstum auf, und sie fallen wieder zusammen. So haben z. B. die *Passatcumuli* häufig eine vertikale Mächtigkeit von nicht einmal 1000 m. Ist es in der Höhe sehr kalt, dann wachsen die Cumuluswolken immer weiter. Schließlich vereisen ihre Köpfe. Im gleichen Augenblick werden die Ränder verschleiert, und von diesem Augenblick an wird die Wolke *Cumulonimbus*, zu deutsch Gewitterwolke, genannt. Diese Bezeichnung ist deshalb sehr treffend, weil erst in dem Augenblick, in dem sich Eis bildet und dieses aus der Wolke ausfällt, die für Blitzentladungen notwendigen elektrischen Spannungen erzeugt werden. Meistens breitet sich die obere Eiswaolke an der Tropopause in 9–18 km Höhe amboß- oder pilzförmig nach allen Seiten aus, und häufig bleibt dieser hohe Eiswaolkenschirm als letzter Rest eines Gewitters übrig. Der Cumulonimbus ist die typische Wolkenform der tropischen Regenzeit und im Sommer für die erhitzten Festländer der gemäßigten Zone ebenso charakteristisch. Über den Ozeanen der Westwindzone tritt die Cumulonimbuswolke dagegen bei weitem am häufigsten als Schauerwolke vom Spätherbst bis zum Frühjahr auf, weil dann die extrem kalte Polarluft über den relativ warmen Meeresgebieten am stärksten angeheizt wird.

Von der ursprünglichen Wolkeneinteilung HOWARDS ist in der neuesten Klassifikation nur der Nimbus nicht mehr zu finden. Die typische schleierförmige Regenwolke wird vielmehr jetzt als *Nimbostratus* bezeichnet, womit zum Ausdruck kommen soll, daß es sich um eine schichtförmige Wolke handelt, deren Untergrenze durch den aus höheren Wolken hindurchfallenden Niederschlag unscharf ist. Sie begleitet oft den Landregen, verursacht ihn aber nicht selbst.

## 1.4 Der Aufbau der Atmosphäre

Der Begriff Atmosphäre wird auf die griechischen Worte *atmos* (Dunst) und *sphaira* (Kugel) zurückgeführt und bezeichnet die an der Rotation teilnehmende Lufthülle der Erde.

Die Erforschung der etwa bis in 400 km Höhe reichenden *inneren Atmosphäre* hat einen stockwerkartigen Aufbau ergeben. Für die klimageographischen Belange sind bei dem heutigen Stand unserer Wissenschaft nur die Troposphäre, die von der Erdoberfläche je nach geographischer Breite und Jahreszeit bis in etwa 8–17 km Höhe hinaufreicht, und nur in geringem Grade die darüberliegende, sich bis etwa 50 km Höhe erstreckende Stratosphäre von Bedeutung. Die höheren Schichten machen sich wohl z. B. durch das Auftreten von Polarlichtern und leuchtenden Nachtwolken bemerkbar und ermöglichen erst den Fernempfang der Radiowellen, sind aber in ihrer Wechselbeziehung zu der unteren Atmosphäre noch nicht genügend erforscht.

Die *Troposphäre* – auch Durchmischungsschicht genannt – unterscheidet sich im wesentlichen durch ihren Gehalt an Luftfeuchtigkeit von der nahezu trockenen, praktisch wolkenfreien Stratosphäre. Die Temperatur in der Troposphäre nimmt im allgemeinen mit der Höhe ab. Diese vertikale Temperaturabnahme ist eine Folge der starken Strahlungsabsorption des Erdbodens und der gleichzeitigen Wärmeabgabe an die untersten Luftschichten, die somit am meisten erwärmt werden, während an der Obergrenze der Troposphäre die Temperaturen zwischen  $-50^{\circ}\text{C}$  und  $-90^{\circ}\text{C}$  liegen.

Innerhalb der Troposphäre spricht man von einer *Bodenschicht*, die nur etwa die untersten 2 m umfaßt und damit zum Arbeitsgebiet der Mikroklimatologie gehört. Daran schließt sich die von der Erdoberfläche unmittelbar beeinflusste und von K. SCHNEIDER-CARIUS als *Grundschicht* bzw. *Peplosphäre*<sup>1</sup> benannte Schicht an, in der die vom Untergrund ausgehenden Reibungsvorgänge noch eine große Rolle spielen. Ihre obere Grenzschicht, auch *Peplopause* genannt, liegt zwischen 1000 und 2000 m und wird oft durch eine Inversion (das ist eine Temperatur-Umkehrschicht, in der die Temperatur mit der Höhe zu- statt abnimmt) gebildet. Auch die Obergrenze der Troposphäre wird durch eine Inversion, die *Tropopause*, begrenzt.

Da die Temperatur-Umkehrschichten den Vertikalaustausch stark behindern, werden sie auch *Sperrschichten* genannt. Unter ihnen sammeln sich Dunstpartikelchen ebenso wie Wasserdampf an, während darüber die trockene, reine Höhenluft desto stärker zur Geltung kommt. Bei sehr nied-

<sup>1</sup> Nach *peplos* = Mantel: die die Erdoberfläche umgebende Luftschicht.

riger Lage von Inversionen kann die Verunreinigung der bodennahen Luft so groß werden, daß die menschliche Gesundheit erheblich bedroht ist. Über Industriegebieten, besonders wenn topographische Beckenlage hinzukommt und das Klima Inversionen begünstigt, ist dieser Effekt spürbar. Beispiele hierfür bieten Los Angeles und Frankfurt am Main.

Auf die Tropopause folgt unmittelbar die *Stratosphäre*. Früher wurde sie wegen ihres geringen vertikalen Temperaturgradienten auch *isotherme Schicht* genannt. In den gemäßigten Breiten wurde die Isothermie durch neuere Untersuchungen bestätigt, in den Tropen nimmt jedoch die Temperatur mit der Höhe verhältnismäßig stark zu, und im polaren Gebiet wurde im Winter eine Temperaturabnahme festgestellt.

Tab. 4: Mitteltemperaturen über Berlin (1951–1960)

Höhe in km	Temperatur in °C	Temperatur- änderung je 1 km in °C	Höhe in km	Temperatur in °C	Temperatur- änderung je 1 km in °C
12	−56,2	+1,4	36	−36,5	+2,3
11	−57,6	−2,7	34	−41,1	+1,8
10	−54,9	−7,1	32	−44,6	+1,5
9	−47,8	−7,3	30	−47,6	+1,2
8	−40,5	−7,3	28	−50,1	+1,0
7	−33,2	−7,4	26	−52,2	+0,8
6	−25,8	−6,8	24	−53,8	+0,4
5	−19,0	−6,4	22	−54,6	+0,3
4	−12,6	−6,3	20	−55,2	+0,2
3	− 6,3	−5,2	18	−55,5	+0,1
2	− 1,1	−5,6	16	−55,8	−0,3
1	4,5	−5,6	14	−55,2	+0,3
Boden	10,1		13	−55,5	+0,7

Als Beispiel des vertikalen Aufbaues der Atmosphäre sind in Tab. 4 die Mittelwerte der Temperaturen über Berlin zusammengestellt. Die Abnahme der Lufttemperatur beträgt bis 6 km Höhe jeweils für 1 km Höhendifferenz 5–7°C. Sie erreicht zwischen 6 und 7 km mit 7,4°C den Höchstwert. Die Tropopause liegt über Berlin im Mittel bei 11000 m. Darüber bleibt die Temperatur bis nahezu 20 km annähernd gleich. Dann beginnt eine immer stärker werdende Temperaturzunahme, verursacht durch die ultraviolette Sonnenstrahlung weitgehend absorbierende Ozon. In 50–60 km Höhe ergeben sich in dieser auch als *Ozonosphäre* bezeichneten mittleren Wärmeschicht annähernd gleiche Temperaturen wie am Erdboden. Dann schließt sich nochmals eine Schicht so starker vertikaler Temperaturabnahme an, daß in etwa 75 km Höhe wieder −80°C gemessen werden. Danach beginnt die Thermosphäre, in der bei 100 km Höhe +20°C überschritten und in 120 km bereits +100°C erreicht werden.

## 1.5 Die Ausdehnung der Luft bei der Erwärmung

Von wenigen Ausnahmen, wie dem Wasser, das bei  $+4^{\circ}\text{C}$  seine größte Dichte erreicht, abgesehen, dehnen sich alle Stoffe mit zunehmender Temperatur aus. Die Luft verhält sich ähnlich wie ein ideales Gas und vergrößert ihr Volumen bei einer Temperaturerhöhung von  $1^{\circ}\text{C}$  um  $1/273$ . In der Atmosphäre ist für eine Ausdehnung in den horizontalen Dimensionen kein Platz, und deshalb erfolgt die Vergrößerung des Rauminhalts ausschließlich in der Vertikalen. Eine Erhöhung der mittleren Temperatur einer vom Erdboden bis 5000 m reichenden Luftsäule um  $1^{\circ}\text{C}$  bedingt also an der Obergrenze dieser Schicht eine nach oben gerichtete Vertikalverschiebung von  $5000:273 = 18,4$  m und im 5500-m-Niveau eine solche von  $5500:273$  oder rund  $20\text{ m} = 2$  Dekameter. Ändert sich die Mitteltemperatur bis 11000 m Höhe um  $1^{\circ}\text{C}$ , so beträgt die Hebung in dieser Höhe das Doppelte, also 4 Dekameter. Eine Erwärmung der ganzen Luftsäule vom Meeresniveau bis 44000 m um  $5^{\circ}\text{C}$  ist folglich mit einer Hebung eines Luftteilchens im 44000-m-Niveau um  $4 \times 5 \times 4 = 80$  Dekameter verbunden, und alle anderen Werte können nach der Formel  $\Delta h = (h \cdot \Delta T):273$  berechnet werden, wobei  $\Delta h$  die Höhenänderung im Niveau  $h$  in Metern und  $\Delta T$  die Änderung der Mitteltemperatur (in  $^{\circ}\text{C}$ ) in einer Schicht der Dicke  $h$  (in m) angibt.

Mit dem Luftteilchen in der Höhe verschiebt sich auch die zugehörige Isobare, vorausgesetzt natürlich, daß sich der Luftdruck im unteren Niveau nicht ändert. Herrscht im Meeresniveau ein Luftdruck von 1000 mb und in 5500 m Höhe ein Druck von 500 mb, so bewirkt eine Erwärmung der Luft zwischen den Druckwerten 1000 und 500 mb um  $1^{\circ}\text{C}$  eine Hebung der 500-mb-Fläche um 2 Dekameter.

## 1.6 Der Luftdruck

In der modernen Meteorologie wird der Luftdruck ausschließlich in Millibar angegeben. Im physikalischen Zentimeter-Gramm-Sekunde-System wird jede Kraft in dyn ausgedrückt. Dabei ist 1 dyn definiert als die Kraft, die die Geschwindigkeit einer Masse von 1 g/s um 1 cm/s erhöht. In unserer geographischen Breite, wo die Fallbeschleunigung  $981\text{ cm/sec}^2$  beträgt, übt die Erde also auf jede Masse von 1 g eine Anziehungskraft von 981 dyn aus.

Als Druck wird sinngemäß die auf eine Einheitsfläche wirkende Kraft, also die in dyn angegebene Kraft *pro* Quadratcentimeter definiert, und als Einheit des Drucks ist in der Physik das bar = 1 Million dyn/cm<sup>2</sup> einge-



führt. Der tausendste Teil eines Bar wird logischerweise als Millibar (mb) bezeichnet.

Das Millibar ist ein direktes Maß für den von der Atmosphäre ausgeübten Druck. Das gilt dagegen nicht von der von einem Quecksilberbarometer angezeigten Höhe einer Quecksilbersäule. Da sich auch Quecksilber mit der Temperatur ausdehnt, müssen alle mit dem Quecksilberbarometer gemessenen Werte auf eine Temperatur von 0°C reduziert oder aber es muß das spezifische Gewicht des Quecksilbers bei der betreffenden Temperatur zugrunde gelegt werden. Außerdem ist bei den Quecksilberbarometern eine Schwerekorrektion für jede geographische Breite und jede Höhe erforderlich, weil das Quecksilber je nach der Größe der Schwerkraft verschieden stark nach unten gezogen wird. So ist die Fallbeschleunigung z. B. am Nordpol, der wegen der Abplattung der Erde dem Erdmittelpunkt 21 km näher liegt als das Meeresniveau am Äquator, mit 983,2 cm/s<sup>2</sup> um 5,2 cm/s<sup>2</sup> größer als bei 0° Breite, wo sie nur 978,0 cm/s<sup>2</sup> beträgt.

Aneroidbarometer (griech. *ανερος* = trocken) messen den Luftdruck direkt und können bzw. sollten deshalb in Millibar geeicht werden. Sie haben lediglich den Nachteil, daß die Federkraft, die dem Luftdruck das Gleichgewicht hält, sich im Laufe der Zeit ein wenig ändert und daher öfter neue Eichungen mit Hilfe eines Quecksilber-Normalbarometers durchgeführt werden müssen.

Der Druck der Luft läßt sich auch mit einem Quecksilberbarometer einfach berechnen. Ist die Ablesung des Standes der Quecksilbersäule bereits auf 0°C reduziert, so braucht nur das spezifische Gewicht des Quecksilbers bei 0°C mit der Höhe der Quecksilbersäule und dieses Produkt noch mit der an dem Beobachtungsort herrschenden Erdbeschleunigung multipliziert werden.

Ein Beispiel: In 45° Breite wurde ein auf 0°C reduzierter Barometerstand von 750 mm = 75 cm abgelesen. Da das spezifische Gewicht des Quecksilbers bei 0°C 13,595 g/cm<sup>3</sup> beträgt, ergibt sich als Masse des Quecksilbers 75 × 13,595 g. Diese Masse, mit der Erdbeschleunigung in 45° Breite von 980,6 cm/s<sup>2</sup> multipliziert, ergibt 0,9999 bar = 999,9 mb.

Man kann also ohne nennenswerten Fehler alle in mb ausgedrückten Luftdruckangaben durch Multiplikation mit 0,75 in mm Quecksilbersäule umwandeln und umgekehrt alle in mm gegebenen Barometerstände durch Multiplikation mit 1,3 in mb umrechnen.

Nach dem „Système International“ (SI) sind als Maßeinheiten für Kraft und Druck seit dem 1. 1. 78 eingeführt:

$$\text{Krafteinheit 1 Newton (N)} = \frac{1 \text{ kg} \times \text{m}}{\text{s}^2} \qquad \text{Druckeinheit 1 Pascal (Pa)} = \frac{1 \text{ N}}{\text{m}^2}$$

Danach ist 1 dyn = 10<sup>-5</sup> N    1 Bar = 1000 mbar = 10<sup>5</sup> Pa

Angaben in dyn und in mm Hg sind international nicht mehr zulässig. Bar und mbar gelten als abgeleitete Maßeinheiten.



## 1.7 Die Wetterkarte

Die Wetterkarte ist in erster Linie das tägliche Arbeitsinstrument für die Wettervorhersage. Sie stellt in ihrer Vielfalt aber auch eine wesentliche Quelle klimatologischer Forschungen dar. Der täglich erscheinende „Europäische Wetterbericht“ – die amtliche Wetterkarte des Deutschen Wetterdienstes – besteht zum Beispiel aus acht Seiten Wetterkarten verschiedener Topographien und enthält überdies Diagramme und tägliche Wettermeldungen einer großen Anzahl verschiedener Stationen.

Die *Bodenwetterkarte*, das Kernstück der verschiedenen Wetterkartentypen, enthält die gleichzeitig an einem vereinbarten Stationsnetz der Erde erhobenen Wettermeldungen, die in Zahlen und Buchstabengruppen verschlüsselt übermittelt und maschinell auf eine Karte so übertragen werden, daß zwölf Einzelbeobachtungen in Form von Symbolen und Zahlen nach einem international vereinbarten Schema um den Stationspunkt angeordnet sind (Abb. 2). Auf der Basis dieser Meldungen können dann Isobaren – die Linien gleichen Luftdrucks – und Fronten, die die wetterwirksamen Luftmassen voneinander abgrenzen, gezeichnet werden.

Daten aus höheren Luftschichten liefern überwiegend Radiosonden, die an gasgefüllten Freiballons zu gleichen Zeiten an ausgewählten Stationen aufgelassen werden. Sie funken ihre Daten zur Bodenstation. Der geringere Teil wird aus Meßwerten gewonnen, die von Flugzeugaufstiegen oder von Wettersatelliten stammen. Doch erleichtern Aufnahmen von Satelliten die Interpretation des täglichen Witterungsbildes, da sie die großräumige Verteilung und Struktur der Wolkenfelder wiedergeben (Abb. 1).

In einer *Höhenwetterkarte* wird nicht die Druckverteilung einer bestimmten Höhe dargestellt, sondern die Höhe einer Fläche gleichen Drucks. Wenn z. B. der Luftdruck in 5000 m Höhe 500 mb beträgt, so liegt die 500-mb-Fläche 5000 m hoch. Wenn der Druck in 5000 m dagegen 520 mb beträgt, wird ein Druck von 500 mb erst in einem höheren Niveau gemessen. Die genaue Höhe ist von der Temperatur abhängig. Die Höhendifferenz, die diesen 20 mb zukommt, kann relativ einfach berechnet werden<sup>1</sup>.

Die großen Vorteile der Darstellung der Höhen bestimmter Druckwerte liegen darin, daß nicht nur die Berechnung dieser Höhen mit Hilfe der von V. BJERKNES 1912 veröffentlichten Tabellen außerordentlich einfach ist, sondern daß dem gleichen, meist für vier Dekameter Höhendifferenz gezeichneten Isohypsenabstand in allen Höhen die gleiche Windge-

<sup>1</sup> In den Höhenwetterkarten werden meistens die Isohypsen in Dekametern (dkm) angegeben. Größenordnungsgemäß stimmt das Dekameter mit dem Millibar überein: 5 mb entsprechen am Boden ungefähr 4, im 5000-m-Niveau etwa 8 Dekameter.

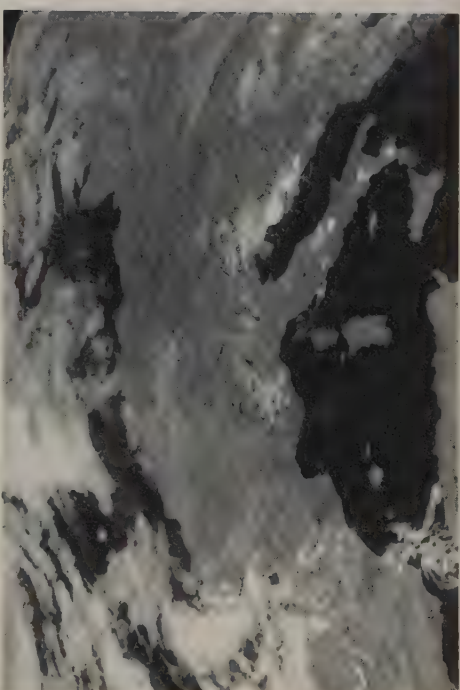
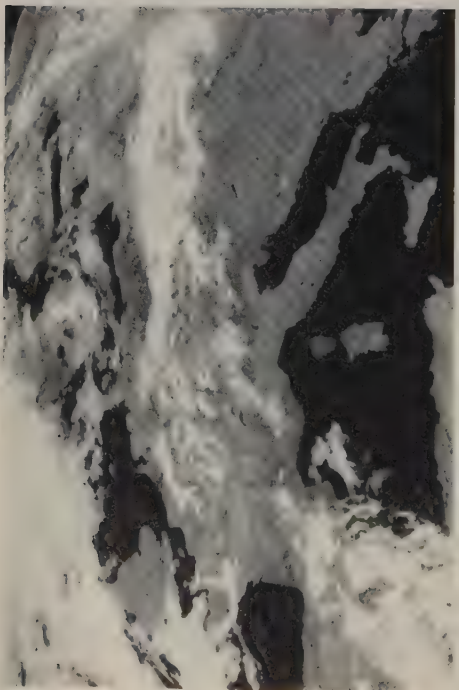
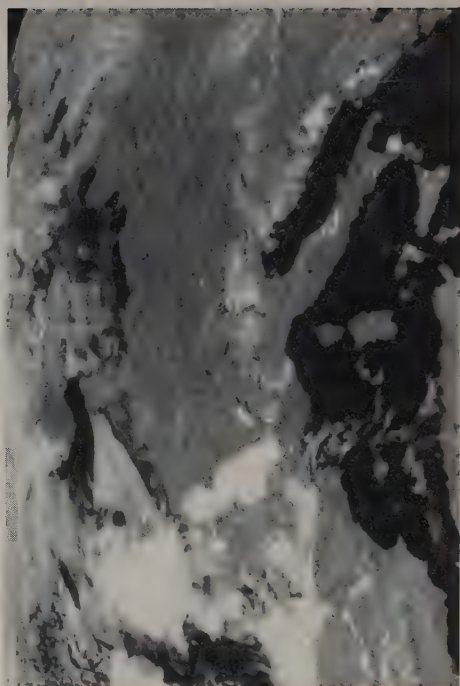
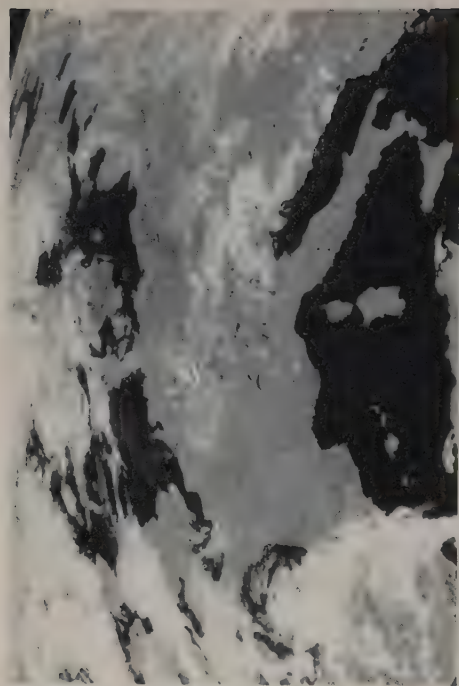


Abb. 1: Meteosat-Aufnahmen vom 3.-6. 8. 81 (Erläuterungen S. 27)

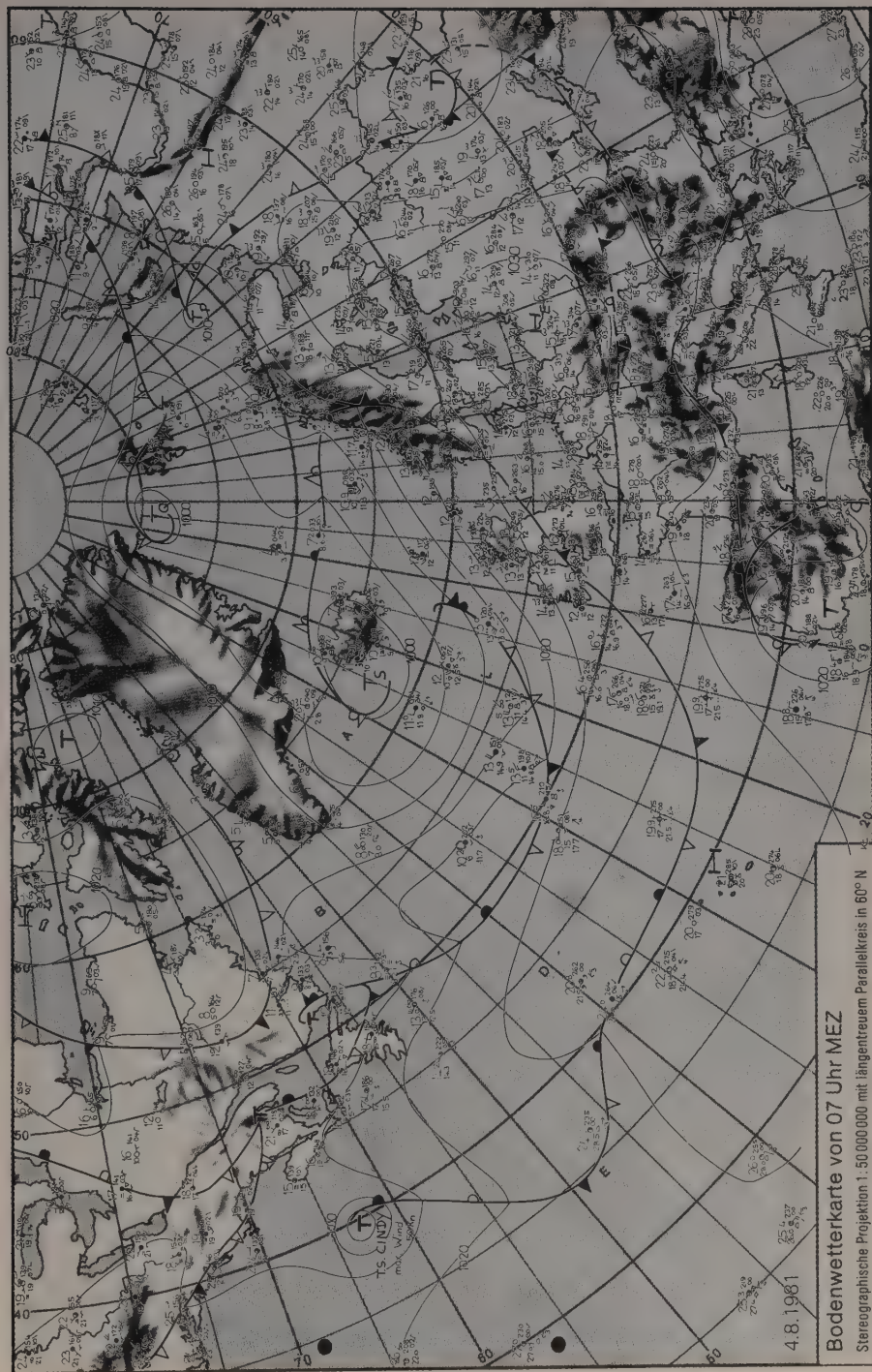


Abb. 2: Bodenwetterkarte vom 4. 8. 81 (Legende S. 27)



schwindigkeit entspricht. Die Internationale Meteorologische Organisation (World Meteorological Organization) mit dem Sitz in Genf hat neuerdings die Flächen 1000, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 200, 100, 50, 30, 20 und 10 mb zu Standardflächen erklärt, die in Höhenwetterkarten dargestellt werden sollen. Solche Karten werden auch als *absolute Topographien* bezeichnet. Sie spielen im täglichen Wetterdienst eine wichtige Rolle; klimatologisch kann man sich jedoch im allgemeinen mit der Gestaltung der 500-mb-Druckfläche und deren Einwirkung auf das Bodenwetter begnügen.

Der Abstand zweier Druckflächen, *relative Topographie* genannt, ist eine Funktion der *Dichte* der dazwischen befindlichen Luft und gibt daher einen Anhaltspunkt für die Temperatur dieser Höhenluftschichten. Diese Dichte ist aber nicht ausschließlich von der Temperatur, sondern zu einem geringen Teil auch von der Feuchtigkeit abhängig. Da nämlich Wasserdampf eine geringere Dichte hat als trockene Luft, ist feuchte Luft bei gleicher Temperatur etwas weniger dicht als trockene. Dieser Feuchtigkeitseinfluß muß bei der Höhenberechnung mit berücksichtigt werden. Dies geschieht sehr einfach, indem statt der Temperatur eine etwas andere Größe, nämlich die *virtuelle Temperatur* zugrunde gelegt wird. Die virtuelle Temperatur ist die etwas höhere Temperatur trockener Luft, bei der diese die gleiche Dichte hat wie die gegebene feuchte Luft. Groß ist dieser notwendige Zuschlag nicht. Er beträgt selbst bei 100% Feuchtigkeit und einer Temperatur von 20 °C im Meeresniveau nur 2,6 °C.

## 1.8 Die Entstehung des Windes

Nach diesen Vorbemerkungen ist es möglich, die durch Temperaturunterschiede hervorgerufenen kleinräumigen Windzirkulationen in einfacher Weise zu behandeln. Bevor irgendeine unterschiedliche Erwärmung einsetzt, befindet sich die Atmosphäre im ungestörten Zustand. Das heißt, es bestehen weder Druck- noch Temperaturunterschiede. Drei beliebige Flächen gleichen Luftdrucks (Abb. 3a) am horizontal gedachten Erdboden ( $p_0 p_0$ ) und in der Höhe ( $p_1 p_1$  bzw.  $p_h p_h$ ) verlaufen deshalb einander parallel.

In Abbildung 3b ist angenommen, daß das durch eine senkrechte Trennwand abgegrenzt gedachte Gebiet durch die Sonne erwärmt worden ist. Die dem Boden aufliegende Druckfläche  $p_0$  hat dadurch ihre Lage nicht geändert, aber alle höheren Druckflächen, z. B.  $p_1$  und  $p_h$ , müssen um einen von dem Erwärmungsbetrag zwischen dem Boden und der betreffenden Druckfläche abhängigen Wert  $\Delta h_1$  bzw.  $\Delta h$  ansteigen. Da links



Witterungsentwicklung vom 3. 8. bis 6. 8. 1981

Die Serie der METEOSAT-Satellitenbilder vom 3. bis 6. August 1981 zeigt den Aufbau und Zerfall einer Hochdruckzone über Mitteleuropa.

Während noch am 2. 8. der Berliner Wetterbericht von einer Kaltfrontokklusion auf der Linie Ostfrankreich-Polen spricht, die vor allem in den deutschen Mittelgebirgen noch gewittrige Niederschläge verursacht, steigt der Luftdruck zum 3. 8. deutlich an. Auf dem Satellitenbild dieses Tages erkennt man einen breiten Streifen wolkenlosen Himmels zwischen Südeuropa und dem Baltikum. Die deutlich sichtbaren Wolkenfelder im mittleren und südlichen Deutschland sowie über Polen sind in Auflösung begriffen, doch zeigen sie zugleich an, daß die gewittrige Schauerartigkeit noch nicht vollends abgeklungen ist. In Süddeutschland fallen an diesem Tage aus feucht-labilen Luftmassen kräftige Niederschläge (in Nürnberg z.B. 21 l/m<sup>2</sup> am 3. 8.).

Am 4. 8. hat sich die Hochdruckzone nach Süden ausgeweitet (Satellitenbild und Wetterkarte). Sie erhält Anschluß an das ausgedehnte Mittelmeerhoch, in dessen Zentrum Temperaturen zwischen 38 und 42°C gemessen werden (Neapel 38°C, Titograd 42°C). Aber auch in Mittel- und Süddeutschland steigen die Temperaturen an einigen Orten bis auf 28°C an. Die über den Alpen liegende Luftmassengrenze (Wetterkarte) ist nur noch örtlich wirksam.

Am 5. 8. hat sich der Kern des mitteleuropäischen Hochdruckgebietes nach Ostpreußen verlagert und nimmt weiter Kurs nach Osten. Das Hoch bleibt dennoch für ganz Mittel- und Südeuropa wetterbestimmend, wobei besonders an der Südostflanke sehr starke Ostwinde verzeichnet werden (Athen Windstärke 6), die in Griechenland und Jugoslawien die Ausbreitung von Waldbränden, die dort seit Tagen beobachtet wurden, begünstigen.

Am 6. 8. wird aber die Annäherung eines flachen Tiefdruckgebietes von Westeuropa her in den Wolkenfeldern über Westfrankreich und Südeuropa sichtbar, so daß kräftige Aufgleitvorgänge dort zu gewittrigen Regen, aber auch zu anhaltenden Dauererschlägen führen (Berliner Wetterbericht vom 6. 8.).

Mitteleuropa bleibt am gleichen Tag noch im Randbereich des völlig wolkenlosen Hochdruckwetters, jedoch in einer schwül-warmen Luftmasse, die bereits am 7. 8. in Südwestdeutschland Anlaß zur Gewitterbildung gibt und damit die kurze Hochdruckperiode beendet.

Anordnungsschema und Beispiel einer Wettermeldung sowie Wetterkartensymbole (Auswahl, Wolken vgl. Tab. 3) zu S. 25

3	11.	1.	4/8 Wolkenbedeckung
10.	6.	2.+3.	NE-Wind, 15 Knoten
12.	7.	4.	leichter Regen
5.	9.	5.	Schauer
5.5	8.	6.	Lufttemperatur 3°C
		7.	-1 Taupunkttemperatur -1°C
		8.	5.5 Wassertemperatur 5,5°C
		9.	flache Quellwolken - 2 500 m Höhe
		10.	"Schärfenwolken"
		11.	Cirrostratus
		12.	Luftdruck erst gestiegen, dann gefallen um 12 Zehntel mbar

Windgeschwindigkeit

▲ = 65 Knoten

ein ausgefülltes Dreieck an der Windflamme bedeutet eine Windgeschwindigkeit von 50 Knoten, ein langer Strich bedeutet 10 Knoten, ein kurzer 5 Knoten

Bedeckung des Himmels in Achtein

○	1/8 Bedeckung	☉	2/8 Bedeckung
◐	3/8 Bedeckung	◑	5/8 Bedeckung
◒	6/8 Bedeckung	◓	8/8 Bedeckung
☒	Himmel nicht erkennbar		

Fronten

Kaltfront

▲▲▲ am Boden  
▲▲▲ in der Höhe

Wärmefront

▲▲▲ am Boden  
▲▲▲ in der Höhe

Okklusion

▲▲▲ am Boden  
▲▲▲ in der Höhe

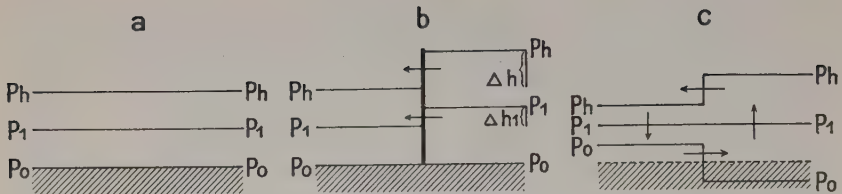


Abb. 3: Entstehung der Zirkulation zwischen warmen und kalten Gebieten

von der gedachten Wand nach Voraussetzung die Temperatur unverändert bleibt und dort infolgedessen alle Druckflächen ihre Lage unverändert beibehalten haben, ist jetzt links und rechts von der Trennwand eine nach oben zunehmende Druckdifferenz entstanden.

Sobald die Wand weggezogen wird, setzt sich die Luft in der Höhe vom erwärmten gegen das kalt gebliebene Gebiet in Bewegung, und wegen der Zunahme der Druckdifferenzen nehmen auch die Beschleunigungen mit der Höhe zu. Dadurch findet auf der rechten Seite ein Abfluß von Luftteilchen und links ein Zufluß statt, d. h. der Luftdruck muß rechts unten fallen und links unten steigen bzw. (Abb. 3 c) die Druckfläche  $p_0$  sich links heben und rechts um einen theoretisch dadurch bestimmten Wert senken, so daß man sich den dazwischen befindlichen Teil der Erdoberfläche durch Luft ersetzt denkt. Nun setzt sich in den Schichten unterhalb  $p_1$  die Luft von links nach rechts, also vom kalten ins warme Gebiet, in Bewegung und sucht den entstandenen Bodendruckunterschied auszugleichen. Damit kommt es rechts unten zu einem Massenzufluß und zur Hebung der Druckflächen. Mit jeder Hebung der Fläche  $p_0$  im rechten Teil erfolgt notwendigerweise die gleiche Hebung der Flächen  $p_1$  und  $p_h$ , und ebenso überträgt sich jede durch den oberen Luftabfluß bedingte Senkung der Druckflächen in gleichem Ausmaß auf alle Schichten darunter und darüber. Hierbei wird der Vorteil der Betrachtung der Schwankungen isobarer Flächen sofort offenbar. Solange der Temperaturunterschied aufrechterhalten bleibt, kann die eingeleitete Zirkulation nicht zur Ruhe kommen. Sie wird lediglich einem stationären Zustand zustreben, bei dem unten gleich viel Luft vom kalten ins warme Gebiet wie oben vom warmen ins kalte weht und bei dem die Zirkulationsgeschwindigkeit durch die Erwärmung im rechten Teil und die dadurch aufrechterhaltene Temperaturdifferenz bestimmt wird.

Eine solche Zirkulation muß mit den entsprechenden Vertikalbewegungen verbunden sein, die sich durch Vervollständigung des Bildes zu einem geschlossenen Kreislauf ergeben. Im erwärmten Gebiet (Abb. 3 c) erfolgt eine aufsteigende, im kalten Gebiet eine absteigende Bewegung. Da Auf-

wärtsbewegungen Abkühlung und eine entsprechende Zunahme der relativen Feuchte zur Folge haben und Absinken mit Erwärmung und Feuchterückgang gekoppelt ist, werden sich rechts Wolken bilden und diese sich links auflösen.

Gemessen wird die Luftbewegung nach einer auf den englischen Admiral BEAUFORT zurückgehenden Skala, der die Windstärke nach ihren Wirkungen in zwölf Stufen einteilte. Um auch die viel höheren Windstärken in Orkanen oder in den Strahlströmen der Hochtroposphäre zu erfassen, mußte sie erweitert und in exakten Windwegangaben pro Zeiteinheit ausgedrückt werden. Man verwendet für letztere m/s, km/h oder – heute international einheitlich – Knoten, d.h. Seemeilen (1852 m) pro Stunde (siehe SCULTETUS, S. 56/57).

### 1.8.1 Land- und Seewind

Veränderungen des Himmelsbildes, wie sie im vorigen Abschnitt beschrieben wurden, sind typische Begleiterscheinungen des Land- und Seewindes. Zwischen dem Festland und dem Meer, in kleinerem Ausmaß auch schon über jedem Binnensee – z. B. bereits recht deutlich am Bodensee –, werden durch die verschieden starke Erwärmung des Landes und des Wassers solche Zirkulationen hervorgerufen. Das Land wird nämlich durch die Sonne viel stärker erwärmt. Dafür sind vier Effekte verantwortlich. Einmal wird ein Teil der Sonnenstrahlen bereits an der Oberfläche des Wassers reflektiert, was zu der raschen Bräunung der Haut am Strande Anlaß gibt. Der übriggebliebene Teil der Strahlung dringt aber zugleich wesentlich tiefer in das Wasser ein als in den Erdboden. Außerdem ist die Wärmekapazität des Wassers ungefähr doppelt so groß wie die des festen Erdbodens. Schließlich ist der durch Turbulenzvorgänge hervorgerufene Wärmetransport im Wasser um mindestens eine Größenordnung wirksamer als die Wärmeleitung an der Erdoberfläche. Zahlreiche sorgfältige Messungen haben ergeben, daß sich z. B. das Oberflächenwasser des Atlantischen Ozeans selbst in der Passatregion, wo die Sonnenstrahlung besonders intensiv ist, am Tage um nicht mehr als  $0,5^{\circ}\text{C}$  erwärmt und sich nachts nur um den gleichen Betrag abkühlt. Da die Lufttemperatur wegen der viel geringeren spezifischen Wärme völlig von der Wärme des Wassers bestimmt wird, kann auch die Lufttemperatur über den Ozeanen zwischen Tag und Nacht um nicht mehr als  $0,5^{\circ}\text{C}$  schwanken. Über Land beträgt die tägliche Schwankung der Lufttemperatur dagegen bei klarem Wetter und hohem Sonnenstand  $10\text{--}20^{\circ}\text{C}$ , und in den frühen Vormittagsstunden setzt dann die beschriebene Zirkulation zwischen dem erwärmten Land und der kalt gebliebenen Luft über dem Wasser ein.

Die Luft setzt sich zunächst in der Höhe vom Land aus gegen die See in Bewegung, so daß der Luftdruck über dem Lande fällt und über dem Meer gleichzeitig steigt oder mindestens erheblich weniger fällt. Die kalte Seeluft dringt dagegen am Boden als Seewind zur Küste vor und bringt eine erhebliche Abkühlung und Feuchtezunahme. Zugleich bilden sich über dem Lande mit dem Einsetzen der Konvektionsvorgänge zahlreiche Wolken, während die über See vor allem in den Morgenstunden häufig reichlich vorhandenen Wolkenschichten am späten Vormittag durch das Absinken der Luft der Auflösung verfallen. So erfreut sich z. B. Sylt im Hochsommer in der Zeit von 12–13 Uhr der größten Sonnenscheindauer, während zur gleichen Jahreszeit auf dem Festland nach 11 Uhr die Bewölkung im Mittel erheblich zunimmt. Nachts verläuft die gesamte Zirkulation zwischen Wasser und Land umgekehrt. Die Küsten haben dann Landwind, und die Wolken bevorzugen die See. Darauf ist auch die Verschiebung der Hauptgewittertätigkeit auf die Nachtstunden in sehr vielen Küstengebieten der Erde zurückzuführen, was im übrigen auch noch dadurch begünstigt wird, daß sich nachts die Oberseiten von Wolken- und Dunstschichten durch Ausstrahlung abkühlen und dadurch – sofern nicht, wie auf dem Land, die Bodenausstrahlung stärker ist – die Vertikalschichtung labiler wird.

In den Wolkenaufnahmen der Satelliten treten zusätzliche Sekundärzirkulationen oft deutlich in Erscheinung. So muß sich weiter seewärts an der Grenzzone zwischen der ungestörten Strömung und dem relativen Hochdruckgebiet vor der Küste eine sekundäre Bodenkonvergenz entwickeln, die z. B. auf dem Indischen Ozean in den Übergangsjahreszeiten etwa 50 km vor der Küste durch einen Streifen deutlich gesteigerter Bewölkung festgestellt worden ist, an den sich vor der Küste eine wolkenlose Zone und auf dem Land ein Gebiet starker Quellbewölkung anschließen. Durch den am Boden in Küstennähe stärksten Druckfall entwickelt sich dort eine Tiefdruckrinne, die vielfach als Seewindfront binnenlandwärts vorrückt und noch weiter von der Küste entfernt eine sekundäre Bodendivergenz und dadurch bewirkte Aufheizerungszone erzeugen kann.

In großen Zügen erfolgt zwischen allen verschiedenen warmen Gebieten der Erde eine ähnlich gerichtete Zirkulation wie beim Land- und Seewind. Über größeren Räumen greift aber noch die durch die Erddrehung hervorgerufene ablenkende Kraft entscheidend ein. Bevor diese behandelt wird, sollen zunächst noch andere, mehr lokale, in den Gebirgen auftretende Windsysteme besprochen werden.





ren, weil diese mit der Geländeoberfläche identisch ist. Auch die Isobarenflächen  $p_1$  bis  $p_3$  können dort, wo sie den Berg berühren, ihre Lage nicht verändern. Aber zwischen dem Boden und der punktierten Linie dehnt sich die Luft aus, und wenn angenommen wird, daß oberhalb der punktierten Linie keine Erwärmung mehr erfolgt, dann werden die Isobaren in einer Weise gebrochen, wie es die gestrichelt gezeichneten Linien andeuten.

Man sieht: innerhalb der erwärmten Schicht ist ein Druckgefälle zum Berge hin vorhanden, in der Zeichnung durch den kleinen waagerechten Pfeil dargestellt. Zusammen mit der außerdem noch vorhandenen Auftriebskraft, die durch einen kleinen nach oben weisenden Pfeil angedeutet ist, ergibt sich nach dem Parallelogramm der Kräfte ein am Hang aufwärts wehender Wind, der *Hangaufwind*. Dieser ist natürlich am stärksten auf der Sonnenseite.

Es ist leicht einzusehen, daß sich nachts bei starker Abkühlung der unteren Luftschichten im geeigneten Gelände eine entgegengesetzte Zirkulation entwickelt, die als *Hangabwind* bezeichnet wird. Gletscher haben eine solche Kältewirkung, daß der Hangabwind womöglich als *Gletscherwind* auch am Tage erhalten bleibt. Der Hangaufwind wird auch als *anabatischer* und der Hangabwind als *katabatischer Wind* oder *Schwerewind* bezeichnet. Besonders markant tritt der nahezu das ganze Jahr ununterbrochen vom grönländischen Inlandeis herabwehende katabatische Wind in Erscheinung, dessen Höhererstreckung kaum 100 m beträgt, der aber so kräftig ist, daß er die darüber beobachteten veränderlichen, durch die jeweilige Wetterlage bedingten Winde häufig völlig unterdrückt.

Ein geradezu katastrophales Ausmaß erreicht der katabatische Wind am Rande der Antarktis bei Port Martin in Adélie-Land. Nach den Beobachtungsergebnissen der französischen Südpolarexpedition während der Jahre 1950–1953 ist das der stürmischste Ort der Erde. Das Jahresmittel der Windgeschwindigkeit beträgt dort 21 m/s (Windstärke 9). Es gibt Tage mit einer *mittleren* Windgeschwindigkeit von mehr als 46 m/s (Windstärke 15) bei einer Temperatur von  $-20^{\circ}\text{C}$ . Das höchste Stundenmittel betrug 55 m/s. Sich dem Eisrande nähernde Sturmwirbel tragen zur Steigerung der Windgeschwindigkeit viel bei, aber dadurch, daß die Sturmschicht häufig nur 300 m mächtig ist und sich zuweilen auch vom Boden abhebt, so daß in Bodennähe plötzliche Windstillen eingeschaltet sein können, die ebenso unvermittelt wieder von Orkanböen gefolgt werden, ist eindeutig bewiesen, daß der Geländeabfall die Hauptrolle spielt.

Ebenso wie beim Land- und Seewind entsteht auch beim Hangwind eine Zirkulation. Die von allen Seiten zum Gipfel in Bewegung gesetzte Luft läßt dort den Luftdruck steigen, während an der Talsohle, wo die Luft abströmt, verstärkter Druckfall einsetzt. Dies ist der Grund, warum

in besonders tief eingeschnittenen und ringsum von hohen Bergen umgebenen Tälern der in den Mittagsstunden einsetzende Luftdruckfall besonders groß ist und in Bozen im Sommer sogar im Durchschnitt aller Tage zwischen 8 und 16 Uhr volle 4 mb erreicht. Die Ausgleichsströme des geschlossenen Kreislaufs, in Abb. 4 durch die dicken Pfeile dargestellt, haben für die Gebirgskurorte eine ähnliche Wirkung wie die Seewindzirkulation für die Seebäder. Über dem Innern der Täler setzt nämlich mit zunehmender Erwärmung im Laufe des Tages eine absteigende und wolkenauflösende Vertikalbewegung ein, während sich zugleich drohende Wolkenballen um die Gipfel gruppieren und die meist auf die frühen Morgenstunden beschränkte Fernsicht behindern.

Der eigentliche *Berg- und Talwind*, besser Talab- und Talaufwind, entsteht auf ähnliche Weise wie die Hangwinde, mit denen er in der Regel kombiniert auftritt. Einmal sind die Täler auch in ihrer Längserstreckung mehr oder weniger stark geneigt. Außerdem verengen sie sich talauf meist mehr und mehr, und die Hänge werden zugleich steiler, wodurch die Hangwindzirkulation immer stärker wird. Da die auslösende Ursache für diese Gebirgswinde – zum Unterschied von dem Seewind – gerade in den *bodennahen* Schichten liegt, beginnen sowohl der Talwind am Vormittag als auch der Bergwind am Abend in unmittelbarer Bodennähe noch vor dem Einsetzen des oberen Rückstroms. Die größten Windgeschwindigkeiten können aber trotzdem nicht am Boden erreicht werden, da dort die Reibungswirkung der unebenen Erdoberfläche die Luftströmung stets erheblich abbremst. Der nächtliche Bergwind wird, obwohl der Intensität nach erheblich schwächer als der zuweilen Windstärke 5–6 erreichende Talwind, deshalb besonders geschätzt, weil er reine Gebirgsluft nach unten schafft und auf diese Weise eine Art Frischluftgenerator darstellt.

Besonders ausgeprägt treten die Berg- und Talwinde auf der sonnigen Alpensüdseite in Erscheinung. Frühmorgens weht dort der Bergwind aus dem Gebirge gegen die Po-Ebene, um meist zwischen 10 und 11 Uhr vormittags in den Talwind umzuschlagen, der am frühen Nachmittag seine größte Stärke erreicht. Am Comer See wird dieser Talwind „*Breva*“, am Gardasee „*Ora*“ genannt. Hinsichtlich seiner Stärke steht aber der *Walliser Talwind* an erster Stelle. Er beginnt am Ostende des Genfer Sees und erreicht, angefacht durch das bis über 4600 m ansteigende Massiv der Walliser Alpen im Süden und die ebenfalls 4000 m Höhe übersteigenden Berner Alpen im Norden zwischen Martigny und Sitten eine solche Stärke, daß die Bäume dort ausgesprochene Winddeformationen aufweisen.

Es gibt aber auch Ausnahmen. So weht z. B. der Malojawind im oberen Inntal in entgegengesetzter Richtung, also tagsüber vom Malojapaß talabwärts. Er erstreckt sich nach E. MOLL noch über St. Moritz hinaus bis in die Gegend des bereits 160 m niedriger gelegenen Ortes Brail. Die wesent-

liche Ursache dafür liegt darin, daß vom Malojapaß aus das Bergell nach SW hin außerordentlich steil abfällt, während die Neigung der Talsohle des Oberengadins nur etwa 3‰ beträgt und unterhalb von Brail einen Knick mit starker Talverengung erfährt. Durch den das Bergell am Tage mit großer Stärke aufwärts wehenden Talwind wird so viel Luft zum Malojapaß hingeschafft, daß der Luftdruck dort wesentlich höher steigt als im Oberengadin. Es entsteht dadurch ein Druckgefälle vom Malojapaß aus in Richtung St. Moritz, und auf diese Weise greift der Talwind des Bergell weit über die Paßhöhe hinaus. Zugleich wird die Luft auf ihrem Wege durch das Oberengadin gegenüber der im gleichen Niveau über dem Bergell befindlichen Luft immer stärker erwärmt, und es erfolgt daher in der Höhe der Rückstrom zum Bergell hin. An allen Pässen, an denen die Neigung der Talsohlen ähnlich verschieden ist, müssen sich solche „übergreifenden Talwinde“ entwickeln; es sei z. B. auf ähnliche Erscheinungen am Reschenscheideck oder im Davoser Hochtal hingewiesen.

Bei den hier beschriebenen Zirkulationen handelt es sich um verhältnismäßig kleinräumige Vorgänge, bei denen die ablenkende Kraft der Erdrotation keine Rolle spielt. Zum Verständnis der großräumigen Zirkulationen ist es dagegen unerlässlich, zunächst die Wirkung der Erddrehung auf die Luftbewegungen näher zu erläutern.

## 1.9 Die ablenkende Kraft der Erdrotation

Wenn die Erde sich nicht drehen würde und eine einheitliche Oberfläche aufwiese, dann müßte sich zwischen dem sonnenbeschienenen und dem dunklen Teil der Erde eine geschlossene Zirkulation einstellen. Dabei würde die auf der Nachtseite erkaltete Luft in den unteren Schichten zur Sonnenseite wehen, dort aufsteigen und in der Höhe zur Nachtseite zurückkehren.

Da die Erde sich aber dreht, können sich zwischen den verschiedenen warmen Breitenzonen nur auf einem etwa 1000 km breiten Gürtel zu beiden Seiten des Äquators ähnliche Zirkulationen entwickeln, denn dort nimmt die Rotationsgeschwindigkeit eines Punktes auf der Erdoberfläche polwärts mit Werten unter 2 km/h je Breitengrad so langsam ab, daß dadurch keine zusätzlichen Kräfte wirksam werden.

In mittleren Breiten ändert sich dagegen die Umdrehungsgeschwindigkeit der Erde je Breitengrad schon um mehr als 20 km/h. Ein dabei auf der Nordhalbkugel nur um vier Breitengrade polwärts verschobenes Teilchen hat bereits einen nach Osten gerichteten Geschwindigkeitsüberschuß



von über 100 km/h, bzw. es bleibt bei äquatorwärts gerichteter Bewegung um denselben Betrag zurück. Ein Südwind wird dadurch zu einem Westwind, ein Nordwind zu einem Ostwind umgelenkt. Die genaue mathematische Ableitung, die in den meteorologischen Lehrbüchern zu finden ist, ergibt, daß die Ablenkung bei allen Windrichtungen nahezu gleich groß ist, also auch bei breitenparallel wehenden Winden. Auf der nördlichen Halbkugel erfolgt die scheinbare Ablenkung durch die Erddrehung immer nach rechts, auf der Südhemisphäre nach links. Das verursacht im Äquatorialbereich, wo die Ablenkung selbst gleich null ist, die Neigung zur Entstehung von Divergenzen im Luftraum und im Meer, die klimatisch relevant werden (vgl. S. 75).

Quantitativ hat diese in der geographischen Breite  $\varphi$  senkrecht zur Windrichtung in jeder Stunde erfolgende Geschwindigkeitszunahme  $C$ <sup>1</sup> den Betrag  $C = 0,5 \cdot v \cdot \sin \varphi \text{ km/h}^2$ , wenn die Geschwindigkeit  $v$  des Teilchens in Kilometer pro Stunde angegeben wird. Am Pol, wo  $\sin \varphi = 1$  ist, erreicht die durch diese Beschleunigung bewirkte Zusatzgeschwindigkeit bereits nach einer Stunde den halben Betrag der ursprünglichen Geschwindigkeit. Daher spielt die ablenkende Kraft der Erdrotation in hohen Breiten auch schon bei den täglichen periodischen Windsystemen eine merkbare Rolle.

Die ablenkende Kraft ist ebenso wie in der Atmosphäre auch bei allen Meeresströmungen sehr bedeutsam. So wird durch sie, von der Äquatorialzone abgesehen, jeder durch den Wind hervorgerufene Driftstrom um  $45^\circ$ <sup>2</sup> nach rechts bzw. auf der Südhalbkugel nach links abgelenkt (Ekman'sches Gesetz). Ein Nordwind bewirkt auf der Nordhalbkugel eine Wasserversetzung nach Südwest, ein Südwind nach Nordost. Aus diesem Grunde ruft z. B. ein Nordsturm innerhalb der Deutschen Bucht im Gegensatz zum Weststurm keine bedeutende Wasserstandserhöhung hervor. In den tieferen Meeresschichten wird bei abnehmender Stromgeschwindigkeit diese Ablenkung noch größer, und sie beträgt im freien Ozean sogar im Mittel für die gesamte durch den Wind stärker beeinflusste Schicht  $90^\circ$ , in größeren Tiefen sogar noch mehr, bis zur allerdings stromschwachen Gegenläufigkeit (sog. Ekman-Spirale).

<sup>1</sup> Sie wird vielfach auch nach ihrem französischen Entdecker als Coriolis-Beschleunigung bezeichnet.

<sup>2</sup> Da es im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich ist, eine ausführliche Erklärung dieser Winkelgröße zu geben, sei auf G. DIETRICH und K. KALLE: *Allgemeine Meereskunde*, Kap. C, Dynamik 9: *Stationäre Strömungen im homogenen Meer unter Einfluß von Reibung und Wind (Driftstrom)* hingewiesen.

### 1.10 Die Windbewegungen vom hohen zum tiefen Druck

Überall, wo auf der Erdoberfläche, z. B. durch verschieden starke Erwärmung, Druckunterschiede auftreten, bleiben die Luftteilchen so lange in Bewegung, bis die Luftdruckgegensätze ausgeglichen sind. Von der Äquatorialzone abgesehen, bewirkt dabei die ablenkende Kraft der Erdrotation, daß auf der Nordhalbkugel die Winde rechtsläufig aus den Hochdruckgebieten heraus- und linksläufig in die Tiefdruckgebiete hineinwehen. Auf der Südhalbkugel erfolgt dies umgekehrt, wie es in Abb. 5 für die beiden Halbkugeln durch Pfeile dargestellt ist. Die Größe des Winkels, unter dem diese spiralförmigen Luftbewegungen die Linien gleichen Luftdrucks (Isobaren) kreuzen, hängt von dem Größenverhältnis der vier für alle Winde maßgebenden Kräfte, nämlich der vom hohen zum tiefen Druck gerichteten *Gradientkraft*, der senkrecht zur Bewegungsrichtung angreifenden *ablenkenden Kraft*, der bei größeren Windstärken beträchtlich zunehmenden *Fliehkraft* – die beiden letztgenannten sind Scheinkräfte – und der von den Unebenheiten der Erdoberfläche ausgehenden und der Bewegung entgegengesetzt gerichteten Brems- bzw. *Reibungskraft* ab. Je unausgeglichener das Gelände ist, um so größer wird die Reibungs-

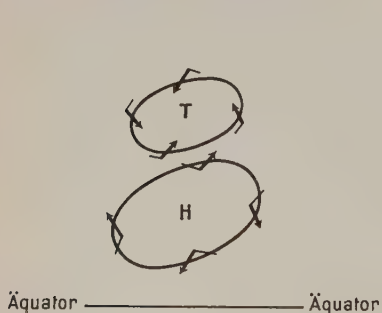


Abb. 5: Die Windbewegungen an der Erdoberfläche in Gebieten hohen und tiefen Luftdrucks

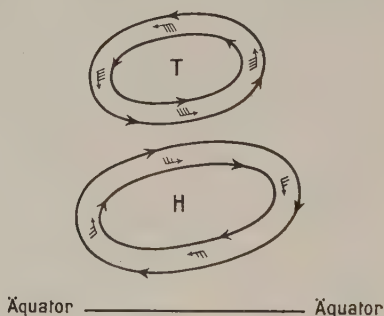


Abb. 6: Die Windbewegungen in der Höhe in Gebieten hohen und tiefen Luftdrucks

kraft und um so schwächer bleiben die Winde. Daher werden im Mittel über den freien Ozeanen, wo lediglich die Wellen eine leichte Bremswirkung ausüben, die Windgeschwindigkeiten viel größer als auf dem Lande, und die Winde wehen nahezu isobarenparallel. Aber selbst die ozeanischen Stürme werden von den in der freien Atmosphäre auftretenden Windgeschwindigkeiten in den *Strahlströmen* noch weit übertroffen.

### 1.11 Die Windverhältnisse in der freien Atmosphäre

Bei der Behandlung des Aufbaues der Atmosphäre wurde bereits darauf hingewiesen, daß die von der Erdoberfläche ausgehenden Reibungseinflüsse sich kaum mehr als 1500 m über dem Erdboden bemerkbar machen. Darüber wirken nur noch die Gradientkraft, die ablenkende Kraft und die Fliehkraft. Die Gradientkraft beschleunigt die Luftteilchen senkrecht zu den Isobaren vom hohen zum tiefen Druck. Die ablenkende Kraft und Fliehkraft bewirken eine Beschleunigung senkrecht zur Bewegungsrichtung. In diesem Kräftespiel ergibt sich ein Gleichgewichtszustand, wenn sich die einander gegenüberstehenden wirksamen Kräfte gerade kompensieren. Das ist dann der Fall, wenn sie gleich groß und einander genau entgegengesetzt sind. Da die ablenkende Kraft auf der Nordhemisphäre gegenüber der Luftbewegung immer um  $90^\circ$  nach rechts gerichtet ist, muß dann die Gradientkraft um  $90^\circ$  nach links weisen. Das ist nur möglich, wenn die Luftbewegung parallel zu den Isohypsen der Höhenwetterkarte erfolgt, wie es in Abb. 6 angegeben ist. Ein nordhemisphärisches Tief wird dann der Bewegung des Uhrzeigers *entgegengesetzt*, ein Hoch *im* Uhrzeigersinn umkreist; auf der Südhemisphäre ist es umgekehrt.

Man kann diesen Wind auch als Gleichgewichtswind bezeichnen. Ganz exakt wird er allerdings kaum jemals erreicht, und es sind gerade die immer wieder auftretenden geringfügigen Abweichungen davon, die unsere Wettererscheinungen bedingen.

Da die Größe der ablenkenden Kraft  $C$  durch die Formel  $C = 0,5 \cdot v \cdot \sin \varphi \text{ km/h}^2$  gegeben ist und die entgegengesetzt gerichtete Gradientkraft  $G$  die gleiche Größe haben muß, gehört zu jedem Druckgefälle in der freien Atmosphäre eine bestimmte, genau definierte Windgeschwindigkeit  $v_g$ . Sie berechnet sich aus der Gleichung  $C = G$  oder  $0,5 \cdot v_g \cdot \sin \varphi = G$  zu  $v_g = (2 \cdot G) : \sin \varphi$ ;  $v_g$  wird als der *geostrophische Wind* bezeichnet. Lediglich in der Äquatorialzone, wo die ablenkende Kraft verschwindet und  $\varphi$  gegen 0 geht, wird der geostrophische Wind unbestimmbar.

## 1.12 Der Einfluß der Bodenreibung

Wenn als dritte Kraft zu der Wirkung der Gradient- und Coriolisbeschleunigungen noch die bremsende Reibungskraft hinzukommt, wird die Kräfteverteilung komplizierter. Die durch die Reibung verursachte Verzögerung muß dann im Gleichgewichtsfall durch eine in der Bewegungsrichtung wirkende Beschleunigung kompensiert werden. Diese Beschleunigung muß von der Gradientkraft ausgehen, und diese kann andererseits nur dann beschleunigend wirken, wenn das Teilchen die Isobaren zum tiefen Druck hin kreuzt. So kommt das Paradoxon zustande, daß die Luftdruckunterschiede um so schneller ausgeglichen werden, je unausgeglichener das Gelände ist. Je größer die Reibung, um so steiler weht der Wind aus dem hohen in den tiefen Druck. In der freien Atmosphäre beträgt der Einströmungswinkel  $0^\circ$ , über den Ozeanen etwa  $10-20^\circ$  und über Ebenen ungefähr  $45^\circ$ . In gebirgigen Gegenden erfolgt das Einströmen sogar unter einem Winkel von  $60^\circ$ . Man nennt deshalb diese Komponente auch *ageostrophisch*. Selbstverständlich sind diese Werte aber auch von der Wetterlage sowie von den Windveränderungen mit der Höhe abhängig.

Auf die Windstärke wirkt sich die Reibung stets vermindern aus. Über dem Meer beträgt der Reibungsverlust im allgemeinen nur  $10-20\%$ , über dem Land hingegen  $50\%$ . Bei großer Turbulenz ist er geringer als bei sehr stabiler Vertikalschichtung, bei der extreme Reibungsverluste bis zu  $80\%$  auftreten können.

Die Reibungseinwirkung in Bodennähe hat noch eine einschneidende Folge für alle großräumigen Zirkulationen, bei denen die Coriolisbeschleunigung mit beteiligt ist. Da der Wind in der freien Atmosphäre oberhalb der durch die Bodenreibung beeinflussten Schicht – das ist über dem Meere bereits oberhalb  $500\text{ m}$  und über dem Land etwa  $1500\text{ m}$  über der Erdoberfläche – annähernd parallel zu den Isobaren weht, können sich die über warmen und kalten Gebieten durch vertikale Ausdehnung der erwärmten und vertikale Schrumpfung der erkalteten Luft entstehenden Druckunterschiede dort viel schwerer ausgleichen als in Bodennähe. Am Boden kreuzen die Winde die Isobaren meist in einem spitzen Winkel; d.h., sie suchen die Druckgegensätze sofort auszugleichen. F.M. EXNER hat deshalb den Boden als das Hauptausgleichsniveau für alle Druckgegensätze bezeichnet. Für den in Abb. 3 c schematisch skizzierten Kreislauf bedeutet dies, daß sich das Ausgleichsniveau  $p_1 p_1$  nicht in einer mittleren Höhe halten kann, sondern sich zum Boden hin verschiebt. Es wird im Mittel schon in etwa  $1000\text{ m}$  Höhe gefunden. Darunter bleiben alle Druckgegensätze verhältnismäßig gering; starke Stürme treten auf dem Lande sehr selten auf, und mittlere Windgeschwindigkeiten über  $40$



m/s werden nur in tropischen Wirbelstürmen für längere Zeit überschritten. In der Höhe werden dagegen alle Druckunterschiede wesentlich größer, und nahe der Obergrenze der Troposphäre sind Starkwindbänder von vielen 1 000 km Längserstreckung und einer Breite von etwa 500–1 000 km keine Seltenheit. In ihnen sind schon Windgeschwindigkeiten von mehr als 600 km/h gemessen worden. Dafür hat H. SEILKOPF bereits 1939 die Bezeichnung *Strahlströmung* (engl. „*jet stream*“) eingeführt. Für die Luftfahrt in diesen Höhen sind sie von großer Bedeutung, sei es beschleunigend, sei es bremsend.

Da die Reibung über dem Meer erheblich geringer ist, können sich über den Ozeanen viel stärkere Druckunterschiede ausbilden als über dem Lande. Dies ist mit eine wesentliche Ursache für die große Sturmhäufigkeit über den Meeren und insbesondere auch für die nahezu ununterbrochen wütenden Stürme in den südlichen vierziger Breiten – den *roaring forties* –, der dort fast ganz vom Wasser bedeckten südlichen Hemisphäre.

Es gibt eine wichtige Regel in der Meteorologie: Wo der Druck in der Höhe hoch ist, da ist die Atmosphäre darunter warm, und über einer kalten Atmosphäre liegen die Isohypsen der oberen Druckflächen stets niedrig, bilden also ein Höhentief. Solche warmen Höhenhochs können jedoch in unseren Breiten im Winter, zumal über küstenferneren Kontinentalbereichen, eine durch Ausstrahlung extrem kalte Bodenluftschicht aufweisen mit ausgeprägter Warmluftinversion darüber, in die manchmal sogar schon die Mittelgebirgsgipfel hineinreichen.

### 1.13 Die Vertikalbewegungen in Zyklonen und Antizyklonen

Während die Vertikalbewegungen, die mit der Bildung von Schauern und Gewittern verbunden sind, schon im Flugzeug leicht gemessen werden können, entziehen sich die schwachen auf- bzw. abwärts gerichteten Bewegungen der Tief- und Hochdruckzentren bis jetzt noch der direkten Messung. Weil die Luft am Boden in den tiefen Druck hineinweht, muß dort ebenso eine aufsteigende Strömung wie in den Hochdruckgebieten eine abwärts gerichtete Luftbewegung vorhanden sein. Diese ist mit Erwärmung und demgemäß einer Austrocknung der Luft verbunden, während in den Zyklonen infolge der sich beim Aufsteigen abkühlenden Luft die relative Feuchtigkeit zunimmt und daher wolkenreiches Wetter und Niederschläge vorherrschen. Da dieses Aufsteigen aber an strukturelle Unstetigkeitsflächen, die sog. Fronten, gebunden ist, sind Wolken und Niederschläge im Bereich von Tiefs oft band- bis schirmförmig angeordnet.

### 1.14 Orographisch beeinflusste Winde

Wo die Hoch- und Tiefdruckzonen ständig oder in einzelnen Jahreszeiten bestimmte Gebiete bevorzugen, dort entstehen ebenso beständige Winde wie die Passate und die „braven“ Westwinde bzw. die halbjährlich ihre Richtung wechselnden Monsune. Sie sind eine Folge der allgemeinen Wärmeverteilung auf der Erde und können deshalb erst später besprochen werden. Außerdem bewirkt aber auch die episodische oder periodische Verteilung der Wärme- und Kältequellen zusammen mit der Geländegestaltung viele charakteristische Luftströmungen, z. B. den Mistral, Schirokko, Samum, Ghibli und Chamsin oder den Blizzard und die Burane. Wo sich Gebirge den Ausgleichsströmungen entgegenstellen, entwickeln sich Föhn und Chinook oder z. B. Bora und Tehuantepecer.

Der *Föhn* entsteht auf der Leeseite aller größeren Gebirge, wo die zunächst gegen das Gebirge gerichteten Winde nach Überschreiten der Paß- bzw. Kammhöhen wieder abwärts wehen. Dabei erwärmt sich die Luft um  $1^{\circ}\text{C}$  je 100 m. Beim Aufsteigen an der Luvseite hat sich die gleiche Luft dagegen nur solange um denselben Betrag von  $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  abgekühlt, wie noch keine Kondensation und damit noch keine Freisetzung von Wärme erfolgte. Sobald diese einsetzt – und im Falle gegen die Alpen wehender feuchter Mittelmeerluft beginnt das auf der Südseite meist schon unterhalb 500 m –, beträgt die weitere Abkühlung nur noch rund  $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . Es ist diese freiwerdende Kondensationswärme, die sich im Föhn in einer Erhöhung der Lufttemperatur auswirkt, wenn er auf der Leeseite in gleicher Tiefenlage eintrifft.

Strömt z. B. im Winter  $10^{\circ}\text{C}$  warme und so feuchte Mittelmeerluft gegen die Alpen, daß diese bereits in 400 m Höhe – nach Abkühlung auf  $6^{\circ}\text{C}$  – gesättigt ist, dann kommt diese Luft im Bereich der Paßhöhen, d. h. nach einem Aufstieg bis auf etwa 2400 m, mit einer Temperatur von  $+6^{\circ}\text{C} - (20 \cdot 0,5^{\circ}\text{C}) = -4^{\circ}\text{C}$  an. Auf dem folgenden Abstieg bis zum etwa 400 m hoch gelegenen Bodensee erwärmt sich die gleiche Luft dann um  $20^{\circ}\text{C}$  und weist schließlich eine Temperatur von  $+16^{\circ}\text{C}$  auf. Sie ist um so wärmer, je südlicher ihr Herkunftsgebiet liegt, je feuchter sie ursprünglich war, je höher das Gebirge ist, das überquert werden mußte und je tiefer das Leevorland liegt. Der Föhn wäre im Alpenvorland viel unerträglicher, wenn es genau so tief läge wie die Poebene. Die beim Aufsteigen auf der Luvseite entstandenen tiefen Wolkenschichten lösen sich dabei schon unmittelbar hinter dem Zentralkamm auf, wo sie von Lee aus als *Föhnmauer* sichtbar sind. Die geschilderten Vorgänge können sturmartigen Charakter annehmen, doch sind zuweilen während eines Föhnsturmes auch ausge dehnte Föhnpausen eingeschaltet, in denen der starke Wind über die in

Erbodennähe wieder schnell erkaltende und zur Ruhe kommende Luft hinwegbraust.

Wenn im Winter auf der Alpennordseite außerdem noch die Talluft in langen Strahlungsnächten weit unter den Gefrierpunkt erkaltet, dann ist ein Föhnneinbruch besonders eindrucksvoll. Bevor die untere Kaltlufthaut aber nicht durch das bei einer solchen Situation meistens über den Britischen Inseln liegende Sturmtief abgesaugt worden ist, kann der Föhnsturm nicht bis zum Talboden hin durchdringen. Es spielt sich dann in der Höhe – an der Grenze zwischen der unten ruhenden kalten Luft und dem Föhnsturm darüber – ein Kampf ab, der durch Schwingungen an der Grenzfläche zu wellenförmigen Luftdruckschwankungen Anlaß gibt, die vielfach als Ursache der gesundheitlichen Föhnbeschwerden angesehen werden. Ein anderer Erklärungsgrund verweist auf die schlechte Leitfähigkeit sehr trockener Luft und auf damit auftretende elektrische Spannungen.

Häufiger als der Südföhn auf der Alpennordseite entwickelt sich auf der Alpensüdseite ein Nordföhn oder Tedesco. Da die aus Norden herankommende Luft aber meistens recht kalt ist, macht sich der Nordföhn mehr durch extreme Trockenheit als durch Wärme bemerkbar. Er verhilft jedoch den Südtiroler Tälern zu sonnenreicher Witterung, was für Obst- und Weinbau von Bedeutung ist.

Föhnwinde entwickeln sich an allen größeren Gebirgen. Besonders häufig sind sie an der Ostseite der Rocky Mountains, dort als *Chinook* bezeichnet. Er hat als „Schneefresser“ große Bedeutung für die Viehwirtschaft. Auch an der westgrönländischen Küste können südöstliche und an der Südostküste nordwestliche Föhnstürme die Temperatur gelegentlich mitten im Winter weit über den Gefrierpunkt erhöhen: Im Februar 1895 sind in Upernivik bei einem solchen Föhnsturm sogar  $+15,6^{\circ}\text{C}$  und im Februar 1901 in Angmagssalik  $+15,2^{\circ}\text{C}$  gemessen worden.

Handelt es sich bei der absinkenden Föhnluft um ursprünglich sehr kalte Festlandsluft, die in ein relativ warmes Gebiet eindringt, so kann der Föhn auch Kälte mitbringen. In dieser Beziehung berüchtigt ist die *Bora*, die an der dalmatinischen Küste im Winterhalbjahr sehr häufig auftritt und zuweilen orkanartige Stärke erreicht. Dabei handelt es sich häufig um extrem kalte Luft kontinentalen Ursprungs, die von einem nordrussischen Hochdruckgebiet südwestwärts in Bewegung gesetzt wird oder sich über einer Schneedecke im pannonischen Becken gebildet hat. Die Fallstrecke von etwa 1200 m zur Adria und die damit verbundene Erwärmung von rund  $12^{\circ}\text{C}$  sind dann zu gering, um der Luft ihren ursprünglichen Kaltluftcharakter zu nehmen. Besonders katastrophal werden diese Stürme aber nur dann, wenn sich gleichzeitig eine Mittelmeerzyklone nordwärts ausbreitet, wobei z. B. am 1. März 1955 in der jugoslawischen Küstenstadt

Senj Böen bis zu 48 m/s und an orographisch besonders ungünstig gelegenen Punkten sogar schon Werte bis zu 60 m/s registriert worden sind. Die sommerlichen Fallwinde dieser Küstenstrecke ohne Temperatursturz werden Borino genannt. Beide verursachen durch ihre Heftigkeit in freier Exposition Windflüchter in der Baumvegetation. Die Bora läßt deshalb typische Mittelmeervegetation nur an geschützten Orten zu.

Beim *Mistral* in Südfrankreich handelt es sich dagegen nicht nur um einen ausgesprochenen Fallwind, der über die Cevennen ins Rhonetal herabstürzt. Er wird vielmehr durch die häufig großen Druckunterschiede zwischen einem atlantischen Hoch und einem Genua-Tief angefacht und hat besonders im Rhonetal als heftiger, kalter Wind große wirtschaftliche Bedeutung. Mit ihm verwandt ist der *Tehuantepecer*, ein orkanartiger Nordsturm, der im gleichnamigen Golf dann einsetzt, wenn ein über dem Golf von Mexiko erfolgender und von stürmischem Nordwind (*Norte*) begleiteter Kaltluftausbruch im Isthmus von Tehuantepec den Durchlaß zum Pazifik findet.

Der warme Süd- bis Südostwind der Mittelmeerländer wird als *Schirokko* bezeichnet. Dies ist ein an den Küsten Algeriens und Tunesiens extrem trockener und dort als *Samum*, in Libyen als *Ghibli* und in Ägypten als *Chamsin* bezeichneter heftiger Wüstenwind, der über dem Mittelmeer große Feuchtigkeitsmengen aufnimmt und diese abladet, wo er an einem Gebirge zum Aufsteigen gezwungen wird. Davon werden besonders die dalmatinischen Küstengebirge betroffen, wo der Schirokko zu gewaltigen Regengüssen Anlaß geben kann.

Das Relief beeinflußt die Luftströmungen aber noch in anderer Weise, indem z. B. letztere ein Berghindernis unter Richtungsablenkung zu umströmen trachten oder sich in tief zertalten Gebirgen dem Talverlauf anpassen. Weht der Wind quer zur Kamm- bzw. Talrichtung, dann kann es über Tälern, die breit genug sind, zu lokalem Abfallen mit talgebundener Aufheiterung kommen, bevor am gegenüberliegenden Hang erneut Anstieg mit Wolkenbildung eintritt. Für manchen Alpenort, z. B. Samaden im Oberengadin, haben solche Reliefwirkungen klimatische Bedeutung.



## 2 Die planetarische Zirkulation

Die über einer idealen, keine horizontale und vertikale Gliederung aufweisenden Erde durch die unterschiedliche Sonnenstrahlung entstehenden Windbewegungen werden als „planetarische Zirkulation“ bezeichnet. Die überwiegend von Wasser bedeckte Südhemisphäre erfüllt diese Bedingungen weitgehend, aber auf der Nordhalbkugel spielt die Verteilung der Festländer eine so erhebliche Rolle, daß das einfache Schema der planetarischen Zirkulation mannigfache Modifikationen erfährt. In Betrieb gesetzt wird die Zirkulation durch die zeitlich und örtlich unterschiedliche Erwärmung der Erdoberfläche durch die Sonne. Es ist deshalb notwendig, zuerst die Strahlungsverhältnisse zu behandeln.

### 2.1 Die Sonnenstrahlung

Die Atmosphäre empfängt nahezu ihre gesamte Energie von der Sonne. Diese strahlt in jeder Minute eine Wärmemenge von rund 20 Quatrilliarden J aus. Das ist eine kaum vorstellbare Zahl mit 28 Nullen. Sie ist deshalb wichtig, weil wir in letzter Zeit dazu neigen, die von der Menschheit erschlossenen irdischen Energiequellen zu überschätzen. Zum Vergleich sei hinzugefügt, daß die Energie einer Atombombe etwa 400 Billionen J und die einer Wasserstoffbombe etwa 400 Billiarden J beträgt; das sind Zahlen mit „nur“ 12 bzw. 15 Nullen. Von der gesamten Sonnenstrahlung empfängt die Erde jedoch nur den zweimilliardensten Teil, das sind 10 Trillionen J in jeder Minute. An der äußeren Grenze der Atmosphäre erhält jeder Quadratzentimeter einer zum Strahlengang senkrechten Fläche pro Minute eine Wärmemenge von rund 8,4 J, die als *Solarkonstante* bezeichnet wird. Dieser Wert schwankt u. a. mit der im Jahresumlauf sich ändernden Entfernung Erde-Sonne. Er erhöht sich zur Zeit des Perihels (Sonnennähe) auf 8,6 J/cm<sup>2</sup>·min und beträgt im Aphel (Sonnenferne) 8,1 J/cm<sup>2</sup>·min. Seit Vorliegen von Satellitenmessungen der Sonnenstrahlung außerhalb der Erdatmosphäre sind wir über diesen entscheidenden Klimaausgangswert genauer informiert.

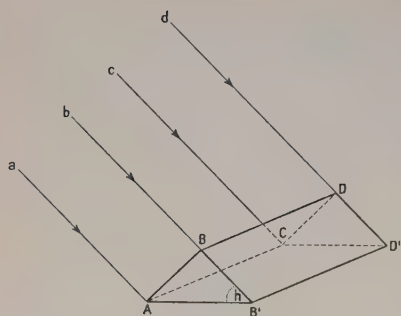


Abb. 7: Minderung der Strahlungsintensität bei schrägem Einfall der Strahlen

Zur Zeit befindet sich die Erde gerade zum Mittwinter der Nordhalbkugel am 3. Januar in Sonnennähe und erreicht in unserem Hochsommer am 3. Juli ihren sonnenfernsten Punkt. Das Winterhalbjahr ist daher auf der Nordhalbkugel mit insgesamt 179 Tagen um sieben Tage kürzer als auf der Südhemisphäre, und entsprechend ist das Sommerhalbjahr auf der Nordhalbkugel um die gleiche Zeitspanne verlängert, auf der Südhalbkugel verkürzt. Da die Strahlungsintensität der Sonne gerade im Nordwinter verstärkt wird, während sie im Nordsommer, wenn sie schon im Überfluß vorhanden ist, durch die Sonnenferne verringert wird, kommt es auf der Nordhalbkugel zu einer willkommenen geringen Abschwächung der Jahresamplitude.

Die von der Sonne ausgehende Strahlung weist ihre maximale Intensität im sichtbaren, blaugrünen Bereich des Spektrums bei einer Wellenlänge von  $0,00048 \text{ mm}$  ( $= 0,48 \mu$ ) auf. Insgesamt entfallen auf den sichtbaren Anteil 56 %, auf die langwellige, unsichtbare ultrarote Wärmestrahlung 36 % und auf die photochemisch wirksame ultraviolette Strahlung nur 8 % der Gesamtenergie. Durch das in der hohen Stratosphäre befindliche Ozon wird die ultraviolette Strahlung von einer kürzeren Wellenlänge als  $0,29 \mu$  nahezu vollständig absorbiert. Selbst bei senkrechtem Einfall der Strahlen beträgt der Ultraviolett-Gehalt an der Erdoberfläche nur 4%.

Die mit schrägem Einfall der Sonnenstrahlen verbundene Minderung der Strahlungsintensität durch die Verteilung auf eine größere horizontale Fläche zeigt Abb. 7. Bedeutet  $h$  die Sonnenhöhe und  $I$  die Sonnenenergie bei senkrechtem Einfall auf die Fläche  $ABDC$ , dann ist die auf die Horizontale  $AB'D'C$  fallende Strahlungsintensität  $I_H$  gegeben durch die Gleichung  $I_H = I \cdot \sin h$ . Für den günstigeren Strahlungsgenuß sonnenexponierter Hänge im Gebirge ist dieses Verhältnis von Strahlenneigung zu Auffangfläche von grundlegender Bedeutung. Es macht sich besonders in hohen Breiten mit ihrem niedrigen Sonnenstande bemerkbar.

## 2.2 Strahlungsbilanz und Druckverteilung in der Stratosphäre

Bei dem Vergleich der von den verschiedenen Erdzonen infolge der wechselnden Höhe der Sonne, der unterschiedlichen Dauer der Einstrahlung und deren Veränderung auf dem Wege durch die Atmosphäre empfangenen Strahlungsenergie ist es am zweckmäßigsten, zunächst von den Verhältnissen in sehr großen Höhen auszugehen.

Zum Winter-Solstitium empfängt die Nordhemisphäre nördlich des Polarkreises keine Strahlung mehr. Während der Winternacht kühlt sich die Stratosphäre daher über der Arktis außerordentlich stark ab. Es werden dort zwar nicht extreme Temperaturen erreicht wie über der Antarktis im Südwinter, wo oberhalb 10 000 m Werte unter  $-90^{\circ}\text{C}$  gemessen worden sind, aber  $-80^{\circ}\text{C}$  werden auch in der Arktis unterschritten. Daß die stratosphärischen Temperaturverhältnisse über dem Nordpolargebiet nicht ganz so extrem sind wie über der Antarktis, liegt daran, daß die reichere Gliederung der nördlichen Halbkugel gelegentlich starke meridional gerichtete Luftströmungen zustande kommen läßt, die einen Wärmeaustausch zwischen den verschiedenen Breitenzonen begünstigen, die kalte Höhenluft aus der Arktis vertreiben und sie in niedrigeren Breiten der Sonnenstrahlung aussetzen. Dabei tritt dann stets eine rasche Stratosphärenenerwärmung ein. Demgegenüber weist das auch als Höhenkältepol bezeichnete kalte Zirkulationszentrum über der winterlichen Antarktis eine weit größere Beharrungstendenz auf, so daß die Temperaturen dort viel tiefer sinken können.

Im Juni (3. Zeile der Tab. 5) empfängt nicht etwa der Wendekreis die meiste Sonnenenergie. Die polwärts zunehmende Tageslänge überwiegt

Tab. 5: Tägliche Einstrahlung ( $\text{cal}/\text{cm}^2$ ) über der Nordhemisphäre zu verschiedenen Jahreszeiten\*

Nordbreite	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
<i>a) An der Obergrenze der Atmosphäre</i>										
21. Dezember	869	756	624	480	327	181	51	0	0	0
21. März	923	909	867	799	707	593	461	316	160	0
21. Juni	814	900	964	1005	1022	1020	1009	1043	1093	1110
23. September	912	898	857	789	698	586	456	312	158	0
<i>b) An der Erdoberfläche</i>										
21. Dezember	350	330	280	220	130	60	10	0	0	0
21. März	380	420	410	360	290	230	170	120	70	10
21. Juni	310	350	400	450	440	370	360	360	370	380
23. September	370	350	370	370	300	230	170	120	70	10

\* Die Werte unter a) sind nach MILANKOVIĆ, die unter b) nach BAUR und PHILIPPS umgerechnet und interpoliert.

vielmehr die Strahlungsschwächung durch den schrägeren Einfall. Lediglich für  $60^\circ$  Breite ergibt sich noch ein unbedeutendes, sekundäres Minimum. Im übrigen erhält die hohe Atmosphäre der Polarregionen zur Mittsommerzeit wegen des dauernden Verbleibs der Sonne über dem Horizont den größten Strahlungsbetrag, der auf der Erde vorkommt und der um mehr als 20 % höher liegt als die Strahlungsmenge, die am Äquator zur Zeit der Äquinoktien am äußeren Atmosphärenrand eintrifft. Als unmittelbare Folge davon nimmt die Stratosphärentemperatur im Juli über der Arktis die höchsten Werte der ganzen Erde an, ohne daß sich dieser Befund für die bodennahe Atmosphäre direkt auswirkt.

### 2.3 Strahlungsbilanz und Druckverteilung in der Troposphäre

Die von der Erde empfangene Sonnenstrahlung erleidet innerhalb der Atmosphäre mannigfache Veränderungen. Der Anteil der innerhalb der Stratosphäre, vor allen Dingen innerhalb der Ozonschicht, erfolgenden direkten Absorption ist dabei sehr gering. Er beträgt im Durchschnitt nicht einmal 1 % der Gesamtstrahlung, erfaßt aber vor allem das lebensgefährliche Ultraviolett. Dagegen werden (Abb. 8) nach den neueren Satellitenmessungen 34 % von den Luftmolekülen, den Wolken und von der Erdoberfläche, vor allem von den mit Schnee bedeckten Gebieten, in den Weltraum reflektiert und können daher zur Energiebilanz der Erde nicht beitragen.

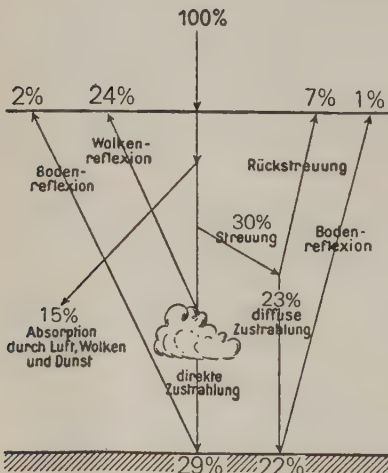


Abb. 8: Bilanz der kurzwelligen Einstrahlung



Von dem übrigbleibenden Strahlungsanteil von etwa 66 % werden 15 % in der Troposphäre, besonders von Wolken- und Dunstschichten, direkt absorbiert, so daß nur 51 % der Sonnenstrahlung die Erdoberfläche wirklich erreichen. Davon werden lediglich 29 % auf direktem Wege zugestrahlt, die restlichen 22 % gelangen erst nach vorheriger Streuung in der Atmosphäre als „diffuse Himmelsstrahlung“ zu uns, die die allgemeine Himmelshelligkeit hervorruft.

Die Atmosphäre hat die Eigenschaft, die kurzwelligen blauen Strahlen stärker zu streuen als die langwelligeren roten. Daher erscheint der Himmel blau. Im direkten Sonnenlicht überwiegt der rote Strahlungsanteil um so mehr, je weiter der Weg durch eine stark zerstreuernde, dunsterfüllte Atmosphäre führt. Dies kommt am stärksten in den rötlichen Dämmerungsfarben bei Sonnenauf- und -untergang zur Geltung.

Bei der Strahlungsabsorption der Atmosphäre liegen die Verhältnisse umgekehrt. Gerade die langwellige Wärmestrahlung wird am stärksten absorbiert. Das hat für die Temperatur der Erde einschneidende Folgen. Die Erde selbst strahlt nämlich entsprechend ihrer im Vergleich zur Sonne niedrigen Temperatur hauptsächlich im langwelligen Bereich aus. Von dieser Wärmestrahlung der Erde wird in der Atmosphäre ein erheblicher Betrag absorbiert und dann wieder emittiert, wobei ein Teil als sog. Gegenstrahlung nochmals zur Erdoberfläche zurückkehrt. Deshalb wird die Erdoberfläche erheblich wärmer als es beim Strahlungsgleichgewicht ohne Vorhandensein der Atmosphäre der Fall wäre. Dieser Effekt wird als die „Glashauswirkung“ der Atmosphäre bezeichnet, weil das Glas in den Treibhäusern nämlich Eigenschaften besitzt wie die Atmosphäre, d. h. das einfallende kurzwellige Licht durchläßt, die langwellige Wärmestrahlung aber zum großen Teil zurückhält.

Für die Absorption der Wärmestrahlung in der Atmosphäre sind in der Hauptsache drei Substanzen verantwortlich: Wasserdampf, Wasser und Kohlendioxid. Da der Wasserdampfgehalt starken Schwankungen unterliegt, ist auch die Ausstrahlung sehr unterschiedlich und in den wasserdampfarmen Polargebieten viel größer als in den feuchten Tropen. Besonders groß ist die Wirkung von Wolkenschichten. Selbst dünne Schichtwolkenanteile vermögen die Ausstrahlung schon um etwa 80 % zu vermindern. Der Kohlendioxidgehalt schwankt dagegen nur wenig, doch scheint es, daß sein Anteil steigt und dadurch eventuell Änderungen des Strahlungshaushaltes herbeigeführt werden.

Die *Troposphäre*, die als die Schicht, in der sich erhebliche vertikale Umlagerungen vollziehen, definiert werden kann, erleidet nun noch eine weitere Beeinflussung, und zwar vom Untergrund her. Diese mit großer Luftunruhe (Turbulenz) verbundenen Umlagerungen sind einerseits eine Folge der Abnahme der Temperatur mit der Höhe, bedingen außerdem

aber auch, sofern sie dynamisch, also z. B. durch die Bodenrauigkeit entstanden sind, die vertikale Temperaturabnahme. Je stärker die bodennahen Luftschichten erhitzt werden, mit um so größerer Gewalt steigen die erwärmten Luftquanten, Schauer und Gewitter auslösend, nach oben. In der Äquatorialzone reicht deshalb die Troposphäre etwa 17 km hoch. In dieser Höhe werden dort auch ähnliche niedrige Temperaturen gemessen wie im Südwinter über der Antarktis. In den Polargebieten, wo sich die meist mit Eis bedeckte Oberfläche nicht einmal im Sommer wesentlich über den Gefrierpunkt zu erwärmen vermag, liegt auch die *Tropopause*, d. h. die Obergrenzfläche der Troposphäre, verhältnismäßig niedrig, im Durchschnitt in etwa 9 km Höhe.

In der zweiten Hälfte der Tab. 5 sind die ermittelten Strahlungssummen aufgeführt, die der Erdoberfläche wirklich zugute kommen.

Im Nordwinter nimmt die an der Erdoberfläche empfangene Strahlungssumme ebenso gleichmäßig zum Nordpol hin ab wie am äußeren Rand der Atmosphäre. Aber schon im Frühjahr bestehen Unterschiede, indem sich wegen der stärkeren Bewölkung in der äquatorialen Mollungszone<sup>1</sup>, d. h. der Zone umlaufender Winde, das Gebiet stärkster Einstrahlung nach etwa 15°N verlagert. Im Nordsommer empfängt die Erdoberfläche im Gegensatz zur Stratosphäre nicht in der Arktis die größte Wärmeenergie. Dies ist eine indirekte Auswirkung des Meerwassers der Kaltwassergebiete. Sobald die Sonnenwärme nämlich das Eis zum Schmelzen und Verdunsten bringt, wird die Luft mit Feuchtigkeit gesättigt, es bilden sich dichte Wolkendecken und Nebelfelder, die die Strahlung weitgehend abschirmen. So zeichnet sich der arktische Sommer durch ein unangenehmes feucht-nebligtes Klima aus, bei dem die Temperaturen wegen der ständig verbrauchten Schmelzwärme unentwegt nahe dem Nullpunkt verharren. Eindrucksvoll unterscheidet sich der arktische Sommer daher von den klaren Winternächten oder von der mit großem Sonnenscheinreichtum verbundenen trockenen Kälte des Frühjahrs.

Wegen dieser von der Erdoberfläche ausgehenden Einflüsse ist das sommerliche Strahlungsmaximum nur wenig über den Wendekreis hinaus polwärts verschoben. Es liegt etwa am 30. Breitenkreis. Tatsächlich erreicht auch etwa längs dieses Breitenkreises der Luftdruck an der Obergrenze der Troposphäre seine größten Werte, und dementsprechend steigt die für diese Höhenschicht repräsentative 100-mb-Fläche dort auf nahezu 17000 m Höhe an. Dabei liegt diese Druckfläche über den warmen Festländern zugleich wesentlich höher als über den kühleren Ozeanen.

Daß die 100-mb-Fläche über den Hochländern von Tibet und Iran besonders hoch rückt, wird S. 81 bei der Beschreibung des indischen Mon-

<sup>1</sup> von mittelniederdeutsch mall = „verrückt“: das unstete Hin- und Herspringen von schwachen Winden.

suns näher erläutert. Ein zweites Höhenhoch liegt über dem Hitzezentrum der westlichen Hemisphäre, wo das Death Valley mit den höchsten auf der Erde bisher mit Sicherheit gemessenen Temperaturen von  $56,7^{\circ}\text{C}$  (10. Juli 1913) in dieser Hinsicht berüchtigt ist.

Im Winter erkalten die großen Festländer der Nordhemisphäre so stark, daß sich zwei getrennte Kältezentren bilden. Ihre Kerne liegen in der mittleren Troposphäre, deren Druckverteilungsbild für Steuerung und Wetterwirksamkeit der Druckgebilde von entscheidender Bedeutung ist, in den von allen Wärmequellen am weitesten entfernten Zonen über Jakutien in Ostsibirien und über dem nördlichen Baffinland. Der subtropische Höhenhochdruckgürtel zieht sich zugleich bis in die Nähe des Äquators zurück. Zentren höchsten Luftdrucks bleiben aber bis zur Stratosphäre hinauf über der warmen Karibischen See, dem Indischen Ozean und dem Südchinesischen Meer erhalten. Ein vierter, während des größten Teiles des Jahres über dem südwestlichen Pazifik vorhandener Höhenhochkern ist auf  $155^{\circ}\text{O}$  angedeutet. Er liegt in unmittelbarer Nähe des Eniwetok-Atolls und hat deshalb besondere Bedeutung erlangt, weil er ein allzu weites Abdriften dort in die Atmosphäre gelangter radioaktiver Spaltprodukte verhindern sollte.

Nicht weit von dem winterlichen ostsibirischen Höhentiefzentrum entfernt werden auch an der Erdoberfläche besonders tiefe Temperaturen gemessen. So sind in Werchojansk schon mehrfach  $-65^{\circ}\text{C}$  unterschritten worden, und in dem 650 km südöstlich davon gelegenen Oimjakon wurde im Winter 1938 sogar ein Minimum von  $-77,8^{\circ}\text{C}$  festgestellt.

Von beiden Kältezentren erstrecken sich ausgeprägte Tiefdrucktröge weit nach Süden bis zum südlichen Japan bzw. den östlichen Teilen der Vereinigten Staaten. Dadurch entstehen dort im Grenzgebiet gegen die warmen Meeresströme, den Kuro Schio bzw. den Golfstrom, sehr große Temperaturunterschiede und demzufolge Höhendruckgegensätze. Wie man aus der dichten Zusammendrängung der Isolinien ersieht, sind es die Zonen der stärksten Höhenwinde auf der Erde. Über Japan erreicht die westliche Strahlströmung an der oberen Troposphärenengrenze einen Januarmittelwert von 300 km/h, an der amerikanischen Atlantikküste von 150 km/h. Diese Westströmungen werden nur selten unterbrochen. Sie spielen eine große Rolle für den sich in der mittleren und oberen Troposphäre abspielenden Weltluftverkehr. Flüge von West nach Ost sind daher in den mittleren Breiten gegenüber solchen von Ost nach West stets erheblich begünstigt.

Von dem in der neueren Literatur so häufig zitierten direkten dynamischen Effekt der großen Gebirgsmassive lassen die mittleren Höhenkarten nichts erkennen. Im Gegenteil, die Isohypsen verlaufen trotz der großen Windgeschwindigkeiten nahezu ungestört über die Barriere des amerika-

nischen Felsengebirges. Ein starker Hochkeil ist dagegen über Alaska ausgeprägt. Gerade das ist ein eindeutiger Beweis dafür, daß thermische Effekte bei weitem überwiegen. Der Alaskakeil wird nämlich ebenso wie die antizyklonale Ausbuchtung vor der europäischen Küste vom warmen ozeanischen Wasser bewirkt.

Wenn schon der Felsengebirgskeil nicht bestätigt wird, dann ist es erst recht nicht angängig, den ostamerikanischen Trog als eine „Leewirkung“ zu erklären. Er kommt vielmehr ebenso wie der ostasiatische Trog dadurch zustande, daß die über den westlichen Teilen des Atlantik bzw. Pazifik entstehenden Sturmwirbel auf ihrer Westseite immer wieder kalte Polarluft weit nach Süden ziehen und auf ihrer Vorderseite häufig milde Meeresluft weit nach Norden bis nach Spitzbergen bzw. über die Beringstraße hinaus gelangen lassen. Diese Vorgänge können an Hand der mittleren Luftdruckverteilung am Boden noch wesentlich besser erkannt werden.

## 2.4 Die mittleren Druckverhältnisse an der Erdoberfläche

Wird die an der Obergrenze der Atmosphäre ankommende Sonnenstrahlungsenergie für das ganze Jahr summiert, so ergibt sich, daß der Äquator insgesamt die größte Strahlungsmenge erhält. Bis zu  $10^\circ$  Breite sind die Strahlungsmengen aber wenig voneinander verschieden und dort z. B. nur um 1% geringer als am Äquator selbst, und aus diesem Grunde können die von der Erdoberfläche ausgehenden und auf S. 55 behandelten Einflüsse leicht zu merklichen Verschiebungen der Luftdruckgürtel Anlaß geben.

Nach dem, was über den Kreislauf zwischen warmen und kalten Gebieten gesagt wurde und nach der Bestätigung der daraus gezogenen Schlußfolgerungen durch die mittleren klimatologischen Höhenkarten, könnte angenommen werden, daß auch der Ausgleich zwischen der unter dem tropischen Hitzegebiet zu erwartenden Zone tiefen Bodenluftdrucks und dem unter den polaren Kältezentren zu vermutenden höchsten Luftdruck am Boden nach diesem einfachen Schema vonstatten gehe.

Daß das aber nicht der Fall sein kann, wird sofort klar, wenn die Kugelgestalt der Erde berücksichtigt wird. Das polare Kältezentrum nimmt nämlich einen wesentlich kleineren Raum ein als die warme Äquatorialzone. Es kommt noch ein weiterer Faktor hinzu, nämlich die Drehung der Erde. Dadurch werden die Höhenwinde veranlaßt, *parallel* zu den Isobaren zu wehen, so daß sich zwischen den Tropen und den kalten Polarzonen ein starkes und weit ausgedehntes Westwindband entwickelt. Die am



Äquator in der Höhe abströmenden Luftteilchen können daher das Polargebiet auf dem Wege einer direkten Vertikalzirkulation überhaupt nicht erreichen. Nur auf einem wesentlich kleineren Raum, nämlich zwischen den Tropen und Subtropen, kann sich dieser normale *Passatkreislauf* einstellen, nach dem englischen Physiker G. HADLEY (1685 bis 1744) auch als Hadley-Zirkulation bezeichnet.

Noch ein dritter Umstand muß zusätzlich beachtet werden. In der durch die großen meridionalen Temperaturunterschiede hervorgerufenen Westströmung, die den bei weitem größten Teil der Atmosphäre durchsetzt, ist viel der ursprünglich empfangenen Strahlungsenergie in kinetische Energie umgesetzt. Überall, wo sich durch Erwärmung von unten her, sei es nun durch die Sonne im Sommer oder durch die warmen Ozeane im Winter, eine in der Vertikalen labile Schichtung einstellt, die einen raschen Austausch der Bewegungsenergie zwischen den höheren und den bodennahen Schichten herstellt, kann sich eine entgegengesetzt gerichtete Windbewegung am Boden nie lange halten. Die Westströmung setzt sich einfach bis unten hin durch und schafft sich dann auch das entsprechende Druckfeld. Auf diese Wirkung des Vertikalaustausches hat vor allem RAETHJEN hingewiesen. Sie kann immer dann besonders gut beobachtet werden, wenn ein Kaltlufttropfen – das ist eine von ihrem Ursprungsgebiet losgelöste Kaltluftmasse mit entsprechend starker zyklonaler Rotation in der Höhe –, der über ein kaltes Gebiet ohne jegliche Beeinflussung des Bodendruckfeldes hinweggleiten kann, bei Erreichen eines warmen Untergrundes, im Winter also eines eisfreien Meeresgebietes und im Sommer eines erwärmten Festlandes, auch am Boden eine zyklonale Luftbewegung hervorruft. Dabei wird die erforderliche Energie der Höhenströmung entnommen, die sich in gleichem Maße abschwächt.

In der westlichen Strahlströmung in der Höhe ist im übrigen derart viel kinetische Energie aufgespeichert, daß eine geringe zusätzliche Störung, also z. B. die örtliche Verstärkung des Temperaturgegensatzes vom Untergrund – etwa längs einer Küste oder an der Grenze kalter und warmer Meeresströmungen – genügt, um die Entwicklung großer Wirbel hervorzurufen. So entstehen die Zyklonen der mittleren Breiten, die ein wichtiges Glied der allgemeinen Zirkulation darstellen. Wo der vertikale Kreislauf versagt, da befördern die Zyklonen auf ihrer Vorderseite warme subtropische Luft polwärts und lassen auf ihrer Rückseite die kalte Polarluft bis in die Subtropen vorstoßen, womit der Wärmegegensatz vermindert wird. Er verstärkt sich aber bald erneut, und so entsteht das stete Wechselspiel kalter und warmer Winde mit den zugehörigen Hoch- und Tiefdruckgebieten und den sie begleitenden Schön- und Schlechtwetterzonen, die die Vorhersage des Wetters in den Mittelbreiten so schwierig und reizvoll gestalten. Zugleich ergibt sich aus diesen Zusammenhängen mit aller wün-

schenswerten Deutlichkeit, wie eng das bodennahe Witterungsgeschehen mit den Druckverhältnissen in der Höhe, insbesondere der 500-mb-Druckfläche, gekoppelt ist.

Die Grundzüge der allgemeinen Luftdruckverteilung auf der Erde sind auf der Südhemisphäre, weil diese eine wesentlich geringere Gliederung aufweist, bedeutend klarer zu erkennen als auf der Nordhalbkugel. Sie sollen deshalb zuerst an Hand der mittleren Luftdruckverteilung über die Südhalbkugel besprochen werden. Die Tiefdruck- bzw. Hochdruckzentren werden als atmosphärische Aktionszentren bezeichnet, weil von ihnen die Fortpflanzung der einzelnen Druckgebilde und deren Luftmassen gesteuert wird.

Die *äquatoriale Mallungszone* – auch als Kalmenzone oder Doldrum bezeichnet – wird nach Süden hin durch einen geschlossenen Ring hohen Luftdrucks begrenzt, dessen Achse sich sehr genau dem 30. Breitenkreis anschmiegt. Er verläuft demgemäß im Jahresmittel durch das Kapland sowie die südlichen Teile von Australien und kreuzt Südamerika etwas nördlich von Buenos Aires. Innerhalb dieses Hochdruckrings liegen über allen drei Ozeanen Kerne höchsten Luftdrucks; über dem Südpazifischen und Südatlantischen Ozean sind sie merklich nach Osten verschoben, über dem Indischen Ozean ist das Hochzentrum dagegen nahezu in der Mitte zwischen Madagaskar und Australien gelegen.

Der *subtropische Hochdruckring* – auch als Hochdruckgürtel der Roßbreiten bezeichnet, weil in seinem windstillen Bereich die großen Segler zuweilen so lange aufgehalten wurden, daß viele Pferde eingingen oder wegen Futterknappheit über Bord geworfen werden mußten – begrenzt den innertropischen Kreislauf. Im Mittel ist die Atmosphäre im Gebiet der Hochdruckzone schon beträchtlich kühler als am Äquator, und in den unteren Luftschichten strömt diese kältere Luft als sehr beständig wehende Passatströmung äquatorwärts. Der Rückstrom in der Höhe ist dagegen schwer nachweisbar. Dies liegt daran, daß die Winde oberhalb der Bodenreibungsschicht weitgehend parallel zu den Isobaren wehen und deshalb im Durchschnitt die West-Ost-Richtung innehalten. Außerdem steht für den Rückstrom eine vertikal viel mächtigere Schicht zur Verfügung als für den unteren Passat, der bereits von etwa 1000 m Höhe an in eine rein östliche Strömung übergeht.

Polwärts des südlichen Roßbreitengürtels schließt sich eine Zone außerordentlich schneller Druckabnahme und demgemäß vorherrschend stürmischer westlicher bis nordwestlicher Winde, die *ektropische Westwinddrift*, an. Ganz im Gegensatz zu den Verhältnissen auf der Nordhalbkugel beginnt diese Sturmzone auf der Südhemisphäre schon in vierziger Breiten, die deshalb in der Seemannssprache als die „roaring forties“ bezeichnet werden, gefolgt von den „furious fifties“ und den „shrieking six-

ties“. Bei  $60^{\circ}$  S liegt der Luftdruck im Mittel unter 990 mb, und teilweise beträgt der durchschnittliche Luftdruck dort sogar weniger als 985 mb. Auch diese subantarktische Tiefdruckrinne erstreckt sich ringförmig um die ganze Hemisphäre. Unmittelbar vor der Küste des antarktischen Kontinents beginnt dann wieder eine leichte Druckzunahme, und die Winde wehen dort aus Süd bis Südost, teilweise sogar mit orkanartiger Stärke. Über der Antarktis selbst ist der Bodenluftdruck noch höher.

Wird die südhemisphärische Druckverteilung mit den Verhältnissen auf der Nordhalbkugel verglichen, so fällt sofort der wesentlich schwächere Druckgegensatz auf der nördlichen Erdhälfte auf. Durch die Verteilung von Land und Meer erfahren außerdem die einzelnen Luftdruckgürtel merkliche Verschiebungen, aber in großen Zügen bleibt doch das Schema der allgemeinen Druckverteilung erhalten. Unter der Einwirkung des asiatischen Kontinents rückt die äquatoriale Tiefdruckrinne im Jahresmittel über Indien bis  $27^{\circ}$  N vor, und auch der subtropische Hochdruckgürtel erfährt dort eine beträchtliche polwärts gerichtete Verschiebung.

Dieser Hochdruckring ist auch auf der Nordhemisphäre völlig geschlossen, schwankt in seiner Lage aber zwischen dem 29. Breitenkreis über dem westlichen Atlantik und dem 49. Breitenkreis über Innersibirien. Er weist ebenso wie der südhemisphärische Hochdruckgürtel zwei fast immer vorhandene Hochzellen über den beiden Ozeanen auf: das Azorenhoch und das pazifische Hoch. Südlich dieser Hochdruckzone erstrecken sich auf den Festländern der Erde die großen Wüstengebiete. In der Neuen Welt verhindert allerdings der Golf von Mexiko die volle Ausbildung einer solchen Trockenzone, da durch das häufige Vorhandensein besonders hohen Luftdrucks im Azoren-Bermuda-Gebiet eine südöstliche Luftströmung vorherrscht, die feucht-warme Meeresluft weit in das Mississippi-Gebiet hineingelangen läßt. Nur in Texas ist ein Teil dieses Trockengürtels sogar an der Küste noch erkennbar. Hier geht die über dem Golf selbst noch 750 mm betragende jährliche Niederschlagsmenge in Brownsville im Mündungsgebiet des Rio Grande unter 700 und in Corpus Christi sogar auf 671 mm herunter, während sowohl etwas weiter nördlich in Galveston als auch ein wenig südlich in Tampico 1100 mm überschritten werden. Im Binnenlande sinken mit abnehmendem Meereseinfluß die Niederschlagswerte schon in El Paso unter 200 mm im Jahr.

Weiter polwärts schließt sich wieder ein Ring tiefen Luftdrucks an: die subpolare Tiefdruckrinne mit ausgeprägten Aktionszentren niedrigsten Barometerstandes bei Island und den Aläuten, als Islandtief bzw. als Aläutentief wohlbekannt. Das bedeutet nicht, daß in diesen Meeresgebieten ständig tiefer Druck herrscht. Gelegentlich werden sogar extrem hohe Barometerstände auf Island gemessen, und zur gleichen Zeit liegt dann meist ein starker Sturmwirbel gerade bei den Azoren. Das sind aber immer

nur Episoden. Nach einiger Zeit stellt sich die Westströmung wieder her, neue Sturmtiefs entwickeln sich bei Neufundland und ziehen nordostwärts.

Es ist auch nicht so, daß etwa alle Tiefdruckgebiete bei Island zum Stillstand kämen oder daß bei den Azoren oder über Innersibirien ständig das gleiche Hoch liegen würde; die Mittelwerte des Luftdrucks täuschen über die interdiurne, d. h. von Tag zu Tag registrierte Variabilität hinweg. Das sibirische Hoch verschwindet sogar im Sommer infolge der raschen Erhitzung des asiatischen Kontinents vollkommen. Wandernde Druckwellen ziehen ständig über die mittleren Breiten, meist von West oder Südwest nach Ost oder Nordost hinweg, aber aus den natürlichen geographischen Gegebenheiten ergibt sich immer wieder die Tendenz zur Herbeiführung der für die betreffende Gegend und Jahreszeit typischen Luftdruckverhältnisse. Nach Island ziehende Zyklonen pflegen sich ebenso zu verstärken wie die im Winter nach Sibirien hinein wandernden Hochs. Dabei sind besondere Effekte im Spiele, auf die bei Besprechung der Druckverteilung im Januar eingegangen wird.



### 3 Die natürlichen Luftdruck- und Windgürtel

Wird aus der mittleren jährlichen Luftdruckverteilung die durchschnittliche Breitenlage der einzelnen Gürtel berechnet, so ergibt sich für die äquatoriale Tiefdruckrinne  $6^{\circ}$  N. Um fast genau den gleichen Betrag ist auch der nordhemisphärische Hochdruckring polwärts verschoben. Seine mittlere Breitenlage beträgt nämlich  $37^{\circ}$  N, während sich der südhemisphärische Hochdruckgürtel durchschnittlich auf  $30^{\circ}$  S befindet. Die beiden subpolaren Tiefdruckrinnen nehmen dagegen durchschnittlich die gleichen Lagen auf  $65^{\circ}$  N bzw.  $65^{\circ}$  S ein.

Werden die zonalen Mittelwerte des Luftdrucks nicht für bestimmte Breitenzonen, sondern für ihre natürliche, d. h. die mit der geographischen Länge schwankende Lage ihrer Achsen bestimmt, dann ergeben sich für die tropische Mallungszone ein mittlerer Luftdruck von 1009,5 mb und für die beiden subtropischen Hochdruckgürtel die genau gleichen Beträge von im Mittel 1018,5 mb. In hohen Breiten sind die Luftdruckwerte hingegen trotz der gleichen mittleren Lage der beiden subpolaren Tiefdruckrinnen ganz verschieden. Während der Mittelwert längs der subarktischen Tiefdruckrinne mit 1010 mb noch etwas höher liegt als in der Mallungszone, beträgt der mittlere Druck in der antarktischen Tiefdruckfurche nur 986 mb. Längs der Eisbarriere des antarktischen Kontinents nimmt der Luftdruck dafür auch rascher zu als über der Arktis, wo die Barometerstände in dem vorherrschend zwischen dem Nordpol und Alaska befindlichen Hoch mit 1018 mb beinahe den gleichen Betrag wie in den subtropischen Hochdruckgürteln erreichen.

Als Ursache für die auf der Südhemisphäre wesentlich größeren Luftdruckunterschiede muß in erster Linie die Wirkung der Reibung angesehen werden. Man kann den Mittelwerten entnehmen, daß der Druckunterschied im Westwindgürtel über den Landmassen der Nordhemisphäre nur halb so groß ist wie über den Ozeanen. Im Winter erreicht der mittlere Luftdruckgradient über dem Nordatlantischen Ozean tatsächlich die gleiche Größenordnung wie in der südhemisphärischen Sturmzone. Im Sommer erwärmen sich dagegen die großen Kontinentalgebiete der Nordhemisphäre bis über den Polarkreis hinaus derart stark, daß das gesamte polwärts gerichtete Temperaturgefälle nach den Berechnungen von

I. JACOBS in der ganzen Troposphäre auf nahezu die Hälfte reduziert wird, während diese jahreszeitlichen Änderungen über der Wasserhalbkugel wesentlich geringer bleiben.

Auch die stärkere polwärtige Verschiebung des Hochdruckringes auf der Nordhemisphäre ist eine Folge der größeren Landbedeckung. Aus der Verteilung des mittleren Luftdrucks über der Südhalbkugel ist nämlich zu ersehen, daß die Hochdruckachse auf weiten Gebieten der Ozeane nördlich des 30. Breitenkreises bleibt, sich dagegen über den drei Kontinenten trotz deren Schmalheit bereits um mindestens fünf Breitengrade polwärts verschiebt. Die Kontinente sind innerhalb der Tropen und Subtropen nämlich wärmer als die Meeresgebiete und wirken deshalb druckerniedrigend.

Daß dabei auch die tropische Tiefdruckrinne fast ausschließlich nördlich des Äquators liegt, wird ebenfalls der größeren Landbedeckung der Nordhemisphäre zugeschrieben. Die überragende Rolle, die dabei der Erwärmung der Kontinente zufällt, wird wohl am deutlichsten dadurch unterstrichen, daß die äquatoriale Tiefdruckzone im Nordsommer über Asien bis zum 30. nördlichen Breitenkreis vorrückt, während sie im Nordwinter über Nordaustralien zu liegen kommt (vgl. S. 95). Für die ozeanischen Gebiete tritt aber noch ein anderer Faktor hinzu, der nicht unbeachtet bleiben darf, nämlich daß das am Eisrand der Antarktis abgekühlte ozeanische Wasser einen nahezu ungehinderten Zutritt in die tropische Meereszirkulation erhält, während auf der Nordhemisphäre der Abfluß im wesentlichen auf den Ostgrönlandstrom, den Labradorstrom und auf den Oya-Schio-Strom beschränkt bleibt. Die Gestalt des südamerikanischen und des südafrikanischen Kontinents ermöglicht es dabei den durch kaltes Auftriebswasser noch unterstützten Humboldt- und Benguelaströmen, bis zum Äquator durchzustoßen, wobei im Gebiet der Galapagos-Inseln die Temperaturen um mehr als  $5^{\circ}\text{C}$  unter die sonst für die Äquatorialzone normalen Werte erniedrigt werden.

Damit kann sich sogar ein Keil des pazifischen Hochs bis über den Äquator hinaus nach Norden vorwölben und dort in einer äquatornahen Zone meist heiteres Wetter und Niederschlagsarmut bedingen, wo normalerweise tropische Regengüsse zu erwarten wären. Im Durchschnitt liegt die Oberflächentemperatur des Meeres über der gesamten Südhemisphäre um  $1,5^{\circ}\text{C}$  tiefer als über der Nordhalbkugel, und diese große Differenz besteht auch noch zwischen  $10^{\circ}$  Süd und  $10^{\circ}$  Nord. Man kann der von DIETRICH und KALLE veröffentlichten Karte der Abweichungen der Oberflächentemperaturen von der Normalverteilung einer wasserbedeckten Erde entnehmen, daß der ozeanische Wasserwärmescheitel erst bei etwa  $6-7^{\circ}$  N gelegen ist, und das stimmt mit der mittleren Lage der äquatorialen Tiefdruckrinne gut überein. Wie weit dabei im einzelnen in der

Tropenzone der Zusammenhang zwischen der Temperatur und dem mittleren Luftdruck gewahrt bleibt, geht z. B. daraus hervor, daß das Gebiet des größten ozeanischen Wärmeüberschusses im westlichen äquatorialen Pazifischen Ozean mit mittleren Wassertemperaturen bis nahezu  $29^{\circ}\text{C}$  auch den niedrigsten Druck innerhalb der äquatorialen Tiefdruckrinne aufweist. Dadurch herrschen im äquatorialen Indischen Ozean ganz im Gegensatz zum äquatorialen Pazifik und äquatorialen Atlantik mit Ausnahme ihrer östlichen Küstenbereiche Winde mit westlicher Komponente deutlich vor, was MEINARDUS bereits 1893 erkannt hatte. Es sei schließlich noch darauf hingewiesen, daß SCHERHAG 1958 nachgewiesen hat, daß in den Tropen zwischen dem Luftdruck und den Wassertemperaturen eine sehr hohe negative Korrelation (Korrelationsfaktor teilweise über  $-0,7$ ) besteht.

Sämtliche Luftdruckringe sind mit entsprechenden Zonen hoher bzw. geringer Niederschläge gekoppelt, wobei sowohl die subtropische Trockenzone als auch das Band höherer Niederschlagstätigkeit der mittleren Breiten gegenüber den zugehörigen Luftdruckringen äquatorwärts verschoben sind. MEINARDUS hat für etwa  $6^{\circ}\text{N}$  eine mittlere jährliche Niederschlagsmenge von annähernd 2000 mm berechnet und Minima für  $23^{\circ}\text{N}$  und  $28^{\circ}\text{S}$  mit 750 bzw. knapp 800 mm gefunden. Noch wesentlich deutlicher treten diese zonalen Unterschiede in der Niederschlagsverteilung zutage, wenn auch bei dieser Berechnung von der rein zonalen Gruppierung, bei der z. B. längs des 25. nördlichen Breitenkreises sowohl die Werte des niederschlagsärmsten Ortes (Assuan in Ägypten mit weniger als 1 mm Jahresmenge) als auch der regenreichsten indischen Station (Cherrapunjee) gemittelt werden, abgegangen und statt dessen die Rechnung auf die Lage der natürlichen Luftdruckgürtel bezogen wird. 20 Breitengrade nördlich der äquatorialen Tiefdruckrinne beträgt die mittlere Niederschlagsmenge nur noch 500 mm. Wenn innerhalb dieses Trockengürtels auch noch die beiden in sie eingebetteten etwas feuchteren Zonen an den Westseiten des nordatlantischen und pazifischen Hochs zwischen  $50$  und  $100^{\circ}\text{W}$  bzw.  $120$  und  $170^{\circ}\text{O}$  ausgeklammert werden, dann reduziert sich die mittlere Niederschlagshöhe auf dem noch mehr als zwei Drittel des Erdumfangs einnehmenden Trockenstreifen sogar auf weniger als 300 mm gegenüber Beträgen von mehr als 2000 mm längs der Achse der äquatorialen Molluszone.

Vom subtropischen Trockengürtel aus nehmen die Niederschlagsmengen polwärts wieder zu. Sie erreichen nach MEINARDUS aber schon in etwa  $45^{\circ}\text{N}$  bzw.  $50^{\circ}\text{S}$  mit 950 bzw. 1250 mm ihre Maximalbeträge. Die verhältnismäßig große Diskrepanz zwischen der Lage der subpolaren Tiefdruckrinnen und der zugehörigen Niederschlagsmaxima erklärt sich daraus, daß in den Mittelbreiten die Temperatur und damit auch der ma-

ximal mögliche Wasserdampfgehalt polwärts so rasch abnehmen, daß die Niederschläge jenseits von 45–50° trotz ihrer erheblich zunehmenden Dauer und Häufigkeit mengenmäßig geringer bleiben.

Eng gekoppelt mit der Lage der natürlichen Luftdruckgürtel ist auch das Ausmaß der *Verdunstung*. G. WÜST und Mitarbeiter haben die Gesamtverdunstung der Ozeane, von denen letzten Endes alle Niederschläge stammen, zu rund 1000 mm im Jahr berechnet. Die Verdunstung ist dabei in den Passatgebieten, wo starke Sonneneinstrahlung, große Lufttrockenheit und lebhafte Luftbewegung in gleichem Maße verdunstungssteigernd wirken, am größten und steigt dort teilweise bis auf 1500 mm im Jahr. In der Mallungszone ist sie dagegen etwas geringer, und der Niederschlag übertrifft sie bei weitem. Dadurch wird der Salzgehalt des Meeres, der von dem Verhältnis der Verdunstung zum Niederschlag abhängt, in der Äquatorialzone um etwa 1‰ verringert. In den polaren Breiten spielt die Verdunstung mengenmäßig nur eine untergeordnete Rolle.

Die mit den vorherrschenden Windströmungen von den Ozeanen nach den Festländern verfrachteten Wassermengen nehmen an einem mehrfachen Kreislauf teil, bevor sie das Innere der Kontinente erreichen. Bei einer mittleren Niederschlagshöhe auf den Kontinenten von annähernd 700 mm (HANN-SÜRING, S. 468) verdunstet mehr als die Hälfte, wodurch wieder neue Niederschläge hervorgerufen werden können, und der letzte Rest des Meerwassers kehrt erst nach vielfachem Durchlaufen des Kreisprozesses: Verdunstung – Niederschlag – Verdunstung in die Ozeane zurück.

Ein Gebiet, in dem die Verdunstung größer ist als der Niederschlag, hat *arides* Klima, bei umgekehrten Verhältnissen spricht man von einem *humiden* Klima.

Durch die Druckunterschiede zwischen den natürlichen Luftdruckgürteln werden ähnlich verlaufende Windgürtel hervorgerufen, die sich gleichfalls rings um die Erde erstrecken. Von diesen Windgürteln sollen zunächst die Westwindzonen besprochen werden, da uns deren Eigentümlichkeiten am besten vertraut sind.

### 3.1 Die ektropischen Westwindzonen

Polwärts von den subtropischen Hochdruckgürteln erstrecken sich auf beiden Halbkugeln nahezu lückenlose Zonen vorherrschend westlicher Winde rings um die Erde. Es ist aber nicht so, daß in diesen Gürteln ständig westliche Winde wehen. Das Wetter ist vielmehr sehr unbeständig und ändert sich rasch. Selbst in der Zone des größten Druckgefälles bei Feuer-



Tab. 6: Häufigkeit der Westwinde in den Mittelbreiten (%)<sup>a</sup>

Orte	Breite	Länge	Januar	Juli	Mittel
Punta Arenas (Südpatagonien)	53° S	71° W	81	74	78
Malin Head (Irland)	55° N	8° W	76	64	70
St. Johns (Neufundland)	48° N	53° W	75	65	70
Berlin	52° N	13° E	66	75	70
Westerland (Sylt)	55° N	8° E	58	79	69

<sup>a</sup> Die Zahlenwerte der Stationen Punta Arenas, Malin Head und St. Johns wurden HAURWITZ und AUSTIN, S. 180, 217 u. 240, die von Berlin und Westerland der Klimakunde des Deutschen Reiches, S. 222 u. 224, entnommen. Dabei wurden südliche Winde auf der Nord- und nördliche Winde auf der Südhalbkugel wegen der reibungsbedingten Rechts- bzw. Linksdrehung mit der Höhe den Westwinden zugerechnet und die Windstillen prozentual aufgeteilt.

land treten noch in mehr als 20% der Beobachtungen Winde aus dem östlichen Sektor auf, und in der nordatlantischen Westwindzone überschreiten die Winde aus dem Westquadranten kaum eine Häufigkeit von 70% (Tab. 6). Beachtenswert ist die Tatsache, daß die Häufigkeit der Westwinde auf Sylt und selbst in Berlin durchaus nicht hinter der auf dem Nordatlantik zurücksteht und sie im Juli sogar übertrifft.

Es wurde S. 57 darauf hingewiesen, daß innerhalb der Westwindgürtel die jährliche Niederschlagsmenge erheblich höher ist als in den subtropischen Hochdruckgürteln. Werden die „natürlichen Gürtel“ zugrunde gelegt, so steigt die mittlere Niederschlagshöhe in dem im allgemeinen bis 50° N, vor der amerikanischen Pazifikküste und über Europa aber bis 60° und in Nordasien sogar bis 70° N ausholenden Streifen auf 800 mm an. Besonders ergiebig sind diese meist in Form von Landregen fallenden Niederschläge dort, wo der Westwind gezwungen ist, vom Meer kommend unmittelbar ein hohes Gebirge zu übersteigen, wie längs der kanadischen Pazifikküste und in Europa in Wales, Schottland und Norwegen, die sämtlich in dem Hauptstromstrich zwischen den subtropischen Hochdruckgebieten und den subpolaren Tiefdruckzentren liegen. Im Lee dieser Gebirge befinden sich dagegen ausgedehnte Gebiete, die verhältnismäßig wenig Niederschlag erhalten. So verzeichnet z.B. Edinburgh nur einen Jahresniederschlag von 671 mm gegenüber 945 mm in Glasgow, und in Südnorwegen geht die Niederschlagsmenge von 5000 mm im Gebirge am Nordfjord auf 251 mm bei Skjats im Ottatal, etwa 136 km östlich des vorgenannten Ortes, zurück.

In Nordeuropa wird die ganze norwegische Küste bis weit in die Barentssee hinein von milden, regenbringenden Südwestwinden überstrichen. Im Gebiet von Spitzbergen und Nowaja Semlja wird dadurch die Eisgrenze unter der zusätzlichen Wirkung des in gleicher Richtung mitge-

fürten warmen Norwegischen Stromes – ungenau meist als „Golfstrom“ bezeichnet – weit zurückgedrängt.

Wo den Westwinden der Zutritt nicht durch hohe Berge erschwert wird, tragen sie das maritim-gemäßigte Klima tief in das Binnenland hinein. So können diese West- und Südwestwinde durch die „europäische Tieflandgasse“ über Norddeutschland, Dänemark und die Ostsee hinweg weit nach Mittel- und Nordrußland gelangen und dort selbst mitten im Winter gelegentlich Tauwetter hervorrufen. Andererseits können in kalten Wintern in Europa auch wochenlang östliche Winde vorherrschen. Im Februar 1947 z. B. war die allgemeine Zirkulation derart gestört, daß anstelle des „Islandtiefs“ ständig hoher Druck über dem nördlichen Atlantik lag und statt dessen gerade bei den Azoren der Luftdruck am niedrigsten war. Dies alles ändert aber nichts an der Tatsache, daß die Vorherrschaft südwestlicher Winde im Winter vor allen Dingen Nordeuropa einen gegenüber dem Breitenkreismittel sonst nirgends auf der Erde auch nur annähernd erreichten Wärmeüberschuß, eine *thermische Anomalie*, von mehr als 20°C beschert.

Gänzlich anders liegen die Verhältnisse im nordwestlichen Kanada und in Alaska. Dort beschränken die vielfach über 3000 m und in Alaska sogar teilweise über 6000 m ansteigenden Gebirgsketten den Einfluß des Pazifischen Ozeans völlig auf die unmittelbare Küstennähe, und das Binnenland Kanadas und Alaskas weist daher im Winter extrem niedrige Temperaturen auf, die aber wegen der geringeren Breite des Kontinents bei größerer Land-See-Gliederung noch beträchtlich über den ostsibirischen Werten bleiben.

Auf der südlichen Hemisphäre reichen nur die äußersten Teile von Südamerika, Australien und Neuseeland in die Westwindzone hinein. Bei Kap Hoorn erreichen die Westwinde eine größere Stärke als sonst irgendwo auf der Erde. Infolgedessen bestehen dort außerordentlich große Klimaunterschiede zwischen der Luv- und Leeseite der südlichen Anden. In Südchile fallen schon in tiefen Lagen jährliche Niederschlagsmengen von weit über 2000 mm, während im östlichen Patagonien kaum 200 mm gemessen werden.

### 3.2 Die außertropischen Zyklonen, ihre Fronten und Luftmassen

Es wurde bereits im Zusammenhang mit den mittleren Druckverhältnissen darauf hingewiesen, daß die Zyklonen der gemäßigten Breiten ein notwendiger Bestandteil der allgemeinen Zirkulation sind und daß sie die Hauptrolle für den Wärmeaustausch zwischen den Subtropen und den Po-

largebieten spielen. Je größer der Temperaturunterschied zwischen den Subtropen und den Polargebieten ist, einen um so gewaltigeren Umfang nehmen diese Zyklonen an. Aus diesem Grunde ist auf der Nordhemisphäre die Zyklonentätigkeit im Winter, wenn der Temperaturgegensatz zwischen den Tropen und der Arktis mehr als doppelt so groß ist wie im Sommer, erheblich stärker. Auf der Südhemisphäre ist die freie Atmosphäre über der Antarktis im Winter zwar auch mehr als 15°C kälter als im Sommer, aber in der warmen Jahreszeit ist dort der Temperaturgegensatz gerade in den mittleren Breiten fast ebenso groß wie im Winter. Dies ist die Ursache für die nur wenig abgeschwächte Zyklonentätigkeit im südhemisphärischen Sommer.

Als Ursache für die Entstehung der außertropischen Wirbel spielen die Unregelmäßigkeiten der oberen Strahlströmungen eine große Rolle. Genau so wie ein Fluß nicht wirbelfrei bleiben kann, wenn er z. B. durch Brückenpfeiler oder Buhnen eingeengt wird, so kann auch in der Atmosphäre keine Gleichgewichtsströmung erhalten bleiben, wenn durch verschieden große Temperaturgegensätze die Geschwindigkeit der Höhenströmung Unterschiede aufweist. Die Wirbel entstehen dabei an den Stellen, wo die Gegensätze am größten sind, erreichen aber erst dort ihre größte Energie, wo die Höhenströmung an Stärke abnimmt. Demgemäß sind z. B. über der Nordhemisphäre vornehmlich die Seegebiete um Neufundland und vor Japan als die hauptsächlichen Herde der Zyklonen anzusehen. Die Hauptsturmennergie entfaltet sich aber erst weit draußen auf den Ozeanen.

Der Luftdruck kann im Bereich solcher Wirbel nur dann fallen, wenn in der Höhe Luft aus ihnen herausgeschleudert wird. Diese Luft sammelt sich in anderen Gegenden an, und so ist die Bildung von Tiefdruckgebieten häufig auch von der gleichzeitigen Entstehung eines neuen Hochs in der Nachbarschaft begleitet. Besonders aus den großen winterlichen Sturmwirbeln wird in der Höhe so viel Luft herausgeschleudert, daß gewaltige Hochdruckgebiete entstehen, die, da sie sehr langsam zu wandern pflegen, dann oft wochenlang die Witterung großer Gebiete bestimmen.

Das genaue Studium der Entstehung der Zyklonen durch VILHELM und JAQUES BJERKNES sowie TOR BERGERON führte 1918 zur Entdeckung der *Fronten*. Das sind Grenzlinien, an denen Luft verschiedener Ursprungsgebiete und demgemäß auch verschiedener Eigenschaften gegeneinander geführt wird. Dabei entwickeln sich zwischen der wärmeren und kälteren Luft die gleichen Zirkulationsbewegungen wie überall zwischen verschiedenen temperierten Gebieten. Es erfolgt in der Höhe ein Vorstoß der warmen Luft zum kalten Gebiet hin, und unten bewegt sich die kältere Luft in das warme Gebiet hinein. Die Grenze zwischen den beiden Luftmassen wird auf diese Weise schräg gestellt, wobei die kalte Luft keilförmig unter

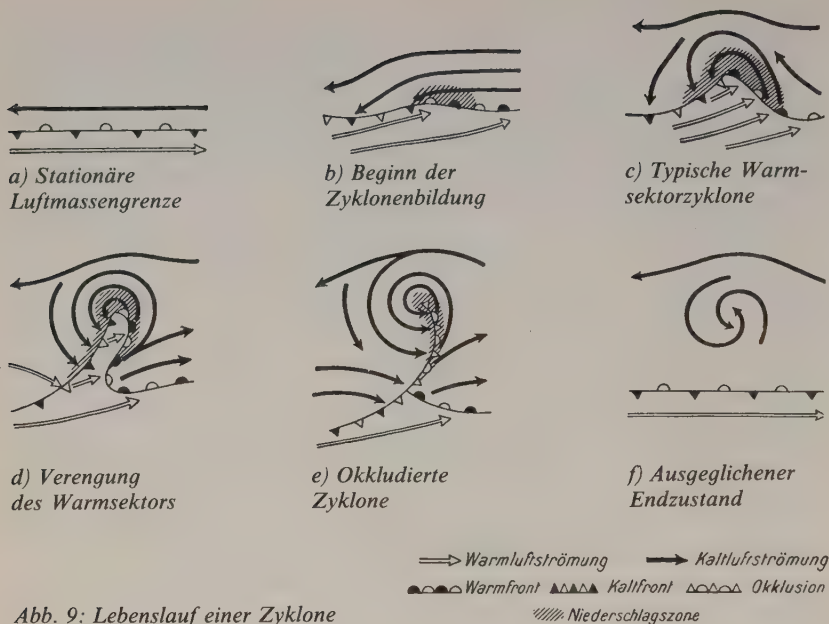


Abb. 9: Lebenslauf einer Zyklone

der warmen zu liegen kommt. Wenn dabei die kalte Luft vorrückt, wird ihre Vorgrenzlinie als *Kaltfront* bezeichnet; dringt dagegen die warme Luft vor, so handelt es sich um eine *Warmfront*.

Setzt Wirbelbildung ein, so wird auch die Luftmassengrenze, die zunächst als annähernd gerade Linie verläuft (Abb. 9a), davon ergriffen. Sie beginnt nach dem bekannten norwegischen Zyklonenschema langsam um die Zyklone zu rotieren (Abb. 9b). Dabei wird der von der warmen Luft am Boden eingenommene Bereich, der als *Warmsektor* (Abb. 9c) bezeichnet wird, immer kleiner (Abb. 9d). Dafür sind zwei Gründe maßgebend. Einmal vergrößern die im Grenzgebiet verschiedenen warmer Luft stets wirksamen Komponenten der Vertikalzirkulation den Kaltluftbereich in den unteren Schichten und das von der warmen Luft in der Höhe eingenommene Gebiet. Außerdem wirkt sich der Reibungseinfluß am Boden nur für das Vorrücken der Warmfront stark verzögernd aus, während dadurch die Ausbreitung der kalten Luft kaum gehemmt werden kann. Ein Zurückbleiben der kalten Luft in Bodennähe ist nämlich deshalb nicht möglich, weil mit dem Eintreffen der kalten Luft in der Höhe kalte über warme, also verhältnismäßig schwerere über leichtere Luft zu liegen kommt. Dadurch wird das vertikale Gleichgewicht gestört. Die kalte Höhenluft stürzt herunter, und auf diese Weise verlagert sich die Kaltfront



auch am Boden mit der gleichen Geschwindigkeit wie oberhalb der Reibungsschicht. An der vorderen Begrenzung der kalten Luft kommt es häufig zur Ausbildung einer *Böenwalze*, bei der vorn die warme Luft aufsteigt und auf der Rückseite die Kaltluft herabstürzt. Dabei entwickelt sich im aufsteigenden Teil dieser Zirkulationsrolle eine typische, von Horizont zu Horizont reichende Wolkenwalze, die besonders ausgeprägt ist bei den Kaltlufteinbrüchen in Argentinien und Uruguay und dort als *Pampero* bezeichnet wird. In Südastralien heißen diese Kaltfronten „*southerly-bursters*“. An der Warmfront ist es dagegen gerade umgekehrt. Dort gelangt warme, leichte Luft über schwerere kalte, wodurch die Schichtung stabilisiert und der Vertikalaustausch so stark unterbunden wird, daß die Reibungswirkung am Boden besonders stark zur Geltung kommt. Das Vorrücken der Warmfront wird dadurch am Boden derart verzögert, daß eine immer größer werdende *Kaltluftschleppe* unter der in der Höhe angelangten Warmfront zurückhängt und dadurch der Warmsektor am Boden um so schneller an Breite verliert.

Schon nach ein bis zwei Tagen holt die Kaltfront die vorauslaufende Warmfront in Bodennähe ein. Beide Fronten verschmelzen zu einer, die als *Okklusion* bezeichnet wird (Abb. 9e), weil dabei die warme Luft vom Boden abgehoben worden ist. Der Okklusionsprozeß beginnt zunächst in der Nähe des Tiefkernes und schreitet dann immer weiter nach außen hin fort, bis der Warmsektor völlig verschwunden ist. Beim Aufsteigen in immer größere Höhen kühlt sich außerdem die warme Luft fortschreitend ab. So gleichen sich die Temperaturgegensätze allmählich aus. Die Zyklone zehrt schließlich nur noch von der eigenen, in ihr aufgestapelten Energie und verfällt bald der Auflösung (Abb. 9f). Die mittlere Lebensdauer beträgt im Durchschnitt fünf Tage. Häufig entwickeln sich an den äquatornäheren Teilen der Kaltfront noch einige weitere *Tochterzyklonen*, weshalb man auch von einer *Zyklonenfamilie* spricht, bis schließlich die Polarluft in die Subtropenregion gelangt. An anderer Stelle beginnt währenddessen zumeist ein neuer Vorstoß tropischer Luft polwärts, und so findet immer wieder ein Luftaustausch zwischen den warmen und kalten Zonen der Erde statt.

Es kann häufig beobachtet werden, daß die zyklonale Rotation von einem Leewirbel im Windschatten Grönlands oder der Alpen ausgeht. Bei den sich so häufig über dem Genua-Golf ausbildenden Zyklonen spielen sowohl die Leewirkung der Alpen wie ein häufig zu beobachtender zungenförmiger Vorstoß kalter Luft durch das Rhonetal eine wesentliche Rolle. Kaltluftströmungen haben eine ebenso große zyklonenetische Bedeutung wie die Warmluftströmungen in den Warmsektoren. Wo sich Gebirge einem Kaltluftstrom entgegenstellen und diesen auf ihrer Luvseite zungenförmig deformieren, wird die Zyklonenbildung besonders gefördert.

Das ist auch der Grund dafür, daß sich die auf der Vorderseite eines über dem westlichen Mittelmeer weit südwärts ausgreifenden Höhentrogcs über der Adria entstehenden und von dort nordwärts ziehenden sogenannten *Vb-Zyklonen* erst nach dem Passieren des Ostalpenfußes rasch verstärken, wobei sie auch die gefürchteten Oderhochwasser verursachen können. Ihre südnördliche Zugbahn wird allerdings mitbestimmt durch den blockierenden Effekt warmer dynamischer Hochs über Osteuropa. Solche *blockierenden Hochs* kennzeichnen den stark mäandrierenden Typ der *Meridionalzirkulation*, bei der die Zyklonen stärker meridional wandern, während das Gegenstück, die *Zonalzirkulation*, einen zügigen, raschen westöstlichen Transport bei in der Regel größerem Druckgefälle und entsprechenden starken, um West schwankenden Winden aufweist.

Eine besondere Zyklonengruppe bilden die *Polarzyklonen*. Diese entstehen aus einem *Kaltlufttropfen*, wenn dieser ein warmes Meeresgebiet erreicht. Als Kaltlufttropfen wird die mehr oder minder kreisförmige Abschnürung einer Kaltluftmasse von ihrem polaren Quellgebiet bezeichnet, wenn sich dieser Kältewirbel in der Bodendruckverteilung kaum und nur in Höhe bei erheblich niedrigeren Temperaturen durch starke zyklonal umlaufende Winde bemerkbar macht. Gelangt ein solches Höhentief über eine warme Unterlage, z. B. im Winter vom verschneiten Kontinent auf ein eisfreies Meer, dann wird der Vertikalaustausch so stark, daß sich die Rotationsenergie aus der Höhe bis zur Meeresoberfläche durchsetzt. Es entsteht dann unter Umständen eine ausgeprägte Sturmzyklone, die nun zusätzlich warme und kalte Luftmassen aus der Umgebung in ihren Bereich einbezieht.

Tropische Wirbelstürme, die S. 72 noch gesondert behandelt werden, werden wahrscheinlich auch durch Temperaturunterschiede ausgelöst, die an ganz alte, höchstens in der Höhe noch erkennbare Frontenreste gebunden sind. Für ihre rasche Vertiefung spielt aber dann die bei der Hebung warmfeuchter Ozeanluft freiwerdende Kondensationsenergie die entscheidende Rolle; daher sind die tropischen Wirbelstürme im Gegensatz zu den Polarluftwirbeln in der Höhe ausgesprochen warm. Auch bei den außertropischen Zyklonen dient die Kondensationsenergie als eine zusätzliche Energiequelle.

Das norwegische Zyklonenschema hat gerade wegen seiner anschaulichen Grundbegriffe die Meteorologie außerordentlich bereichert und ist aus der modernen Wetteranalyse nicht mehr wegzudenken. Ebenso entscheidend war die Einführung des Luftmassenbegriffs und die Ableitung der Hauptluftmassen aus dem Bild der allgemeinen Zirkulation, wie sie BERGERON erstmalig 1930 in seinen „Richtlinien einer dynamischen Klimatologie“ veröffentlichte.

Aus einer Betrachtung der mittleren Luftdruckverteilung der Nordhemisphäre geht hervor, daß sich an bestimmten Stellen der Erde immer wieder Fronten ausbilden müssen. So verläuft z. B. die Isobare 1016 vom Golf von Mexiko in die Gegend von Chicago und Boston; dort kommt sie in die Nähe der Isobare 1015, die aus unmittelbarer Nachbarschaft des Nordpols nach Nova Scotia verläuft. Beide Isobaren stellen annäherungsweise auch Luftbahnen dar. Daraus folgt, daß etwas südlich von Nova Scotia eine Zone liegt, in der immer wieder die Tendenz besteht, daß Luft ganz verschiedener Herkunft gegeneinandergeführt wird. Diese Grenzzone wird als *atlantische Polarfront* bezeichnet. Entsprechend ist auf dem Pazifik bei  $170^\circ$  W zwischen  $40^\circ$  und  $50^\circ$  N die durchschnittliche Lage der *pazifischen Polarfront* zu erkennen. Beide scheiden die aus der Arktis stammende Polarluft, die durch den Buchstaben *P* gekennzeichnet wird, von der tropischen Luft *T*, die dem subtropischen Hochdruckgürtel entstammt.

Gegenüber diesen Hauptfronten treten alle anderen an Bedeutung zurück. So scheiden die *nordatlantische* bzw. *nordpazifische Arktikfront*, die durch deutliche, von Island bis zum Kap Tscheljuskin bzw. vom Aläutentief bis nach Nordwestkanada reichende Isobarenausbuchtungen zu erkennen sind, die frisch aus dem Polargebiet nach Südwesten wehende *arktische Polarluft* ( $P_A$ ) von der das Island- bzw. Aläutentief umrundenden, über dem warmen Meer erwärmten „gealterten“ Polarluft ( $P_T$ ). Die an den arktischen Fronten miteinander in Kontakt geratenden Luftmassen stammen letzten Endes beide aus dem Polargebiet, und deshalb sind ihre Eigenschaften in großen Höhen bei weitem nicht so verschieden voneinander wie zwischen Polarluft und Tropikluft.

Für den Feuchtigkeitsgehalt einer Luftmasse ist es entscheidend, ob sie vom Lande oder vom Meere herkommt, und deshalb ist es in der Meteorologie üblich, den Hauptluftmassenbezeichnungen *T* und *P* einen kleinen Buchstaben *c* bzw. *m* voranzustellen, je nachdem, ob es sich um kontinentale oder um maritime Luft handelt. In den einzelnen Erdteilen ist es überdies üblich, die Hauptluftmasse je nach ihrem besonderen Ursprungsgebiet noch weiter zu unterteilen. In Europa z. B. unterscheidet man die aus der Sahara stammende Tropikluft ( $cT_S$ ) von der vom Atlantik kommenden maritimen Tropikluft ( $mT$ ). Es kommt dabei auf das geographische Ursprungsgebiet an, in dem sich die betreffende Luft im Bereich eines mehr oder weniger stationären Hochdruckgebietes zuletzt mindestens mehrere Tage lang aufgehalten und sich den dortigen Strahlungs- und Temperaturverhältnissen angepaßt hat.

Meist ist es anschaulicher, die zwölf verschiedenen Luftmassenarten, die für das europäische Wetter in erster Linie in Frage kommen, nach ihren geographischen Ursprungsgebieten zu bezeichnen. So werden in den

öffentlichen Wetterkarten bei der maritimen Polarluft die Varianten *Eis-meerluft*, *grönländische* und *gealterte (erwärmte) Polarluft* sowie die kontinentalen Untergruppen *nordsibirische*, *russische* und *rückkehrende Polarluft* unterschieden. Bei den tropischen Luftmassen lauten die Bezeichnungen *Mittelmeer-Tropikluft*, *atlantische Tropikluft* und *Meeresluft* bei den maritimen sowie *Sahara-Tropikluft*, *kontinentale Tropikluft* bzw. *Festlands-luft* bei den kontinentalen Unterarten.

Die Analyse des jeweiligen Wetterzustandes wird jetzt durch den Einsatz spezieller Wetter-Satelliten wesentlich verbessert. Diese fotografieren nicht nur in bestimmten Abständen die sichtbare Wolkenverteilung, sondern können auch die Strahlungstemperaturen messen und damit Aufschluß über die Höhe der ausstrahlenden Schicht, also der Wolkenoberfläche geben. Mit Hilfe meridional kreisender Satelliten, unter denen die Erde einmal im Laufe des Tages rotiert, ist es daher möglich, im Verlaufe von 24 Stunden einen vollständigen Überblick über die Wolkenverteilung über der ganzen Erde zu gewinnen. Außerdem kann aus den auftretenden Geschwindigkeits- und Höhenänderungen auch auf die jeweilige Dichte in den durchlaufenden Schichten geschlossen werden.

### 3.3 Die polaren Ostwinde

Polwärts der ektropischen Tiefdruckfurchen steigt der Luftdruck wieder an zu den, allerdings nur in den untersten Schichten der Troposphäre entwickelten flachen Polarhochs, sie bedingen aus dem zentralen Polarbereich ausfließende Ostwinde.

Am Rande der Antarktis erreicht die mittlere Häufigkeit dieser Ostwinde 97 %, d. h. westliche Winde kommen dort nur im Sommer gelegentlich und im Winter überhaupt nicht vor. Sie werden oft als Schwerewinde von der Eiskappe herab stürmisch verstärkt. Viel unbeständiger sind dagegen die Ostwinde über der Arktis. Das beweist Tab. 7. Im Mittel übertref-

Tab. 7: Prozentuale Häufigkeit der Windrichtungen in den polaren Ostwindgebieten (nach KÖPPEN-GEIGER sowie HAURWITZ und AUSTIN)

Ort	Windrichtung	Januar	Juli	Mittel
Spitzbergen	N + NE + E + SE	67	45	56
Vestmannaeyjar (südl. vor Island)	N + NE + E + SE	58	54	56
Adélieland 67° S, 142° E	S + SE + E + NE	94	100	97



fen in Spitzbergen und an der isländischen Südküste die Winde aus dem östlichen jene aus dem westlichen Sektor nur um 12%, und im Sommer entwickelt sich über der Zentralarktis sogar ein Tief, das Spitzbergen vorherrschend westliche Winde bringt. Ein eigentliches Polarhoch ist also zumindest auf der Nordhalbkugel immer nur eine vorübergehende Erscheinung.

In der Arktis verläuft die Windscheide zwischen vorherrschend westlichen und östlichen Winden etwas südlich an Island vorbei und schwenkt von dort etwa längs der Packeisgrenze nach ENE zum Kap Tscheljuskin. Auch Grönland liegt an und für sich innerhalb der Ostwindzone. Dort ist die Abkühlung der Luft über dem Eisplateau aber so groß, daß das Strömungssystem in erster Linie durch die katabatischen Fallwinde bestimmt wird. Diese drücken die Zone der Westwinde bei Kap Farvel am weitesten nach Süden zurück. Außerdem fungiert Grönland häufig als eine Art „Weiche“ für die Zugbahnen der Tiefs. An der grönländischen Nordküste herrschen dagegen meist südwestliche und an der Ostküste nördliche bis nordwestliche Winde vor. Im Sommer entwickelt sich auch häufig eine Lokalzirkulation zwischen schneefreien Küstenzone und dem Meer bzw. dem Eisplateau.

Über dem kanadischen Teil der Arktis wehen meistens nördliche Winde. An der Nordseite des Aläutentiefs sind Ostwinde dagegen besonders häufig. Die Süd- und Westküsten von Alaska und die des östlichen Sibiriens einschließlich der Halbinsel Kamtschatka weisen im Winterhalbjahr nordöstliche bis nordwestliche Winde auf, im Sommer dagegen südwestliche bis nordwestliche, je nach Lage des Aläutentiefs.

Besonders unangenehm wirken sich die Kaltluftreservoirs der Polargebiete aus, wenn gegen sie von niedrigeren Breiten her große Sturmwirbel anbränden, die sehr milde Luft tropischen Ursprungs mit sich führen. Sehr gefürchtet ist in dieser Beziehung die Südküste Grönlands. Aber auch vor der Südküste Islands entwickeln sich häufig orkanartige Oststürme, und die Dänemarkstraße ist bei Nordoststürmen schon manchem Fischdampfer zum Verhängnis geworden. Besonders gefährlich sind solche Wetterlagen, wenn die Temperaturen zwischen etwa  $-5^{\circ}\text{C}$  und  $-14^{\circ}\text{C}$  liegen, weil der Eisschicht dann bei Berührung mit dem Schiffsdeck sofort gefriert und es durch das zunehmende Kopflastigwerden zum Kentern kommen kann. Wegen der in Vergleich zum Schnee dunkleren Farbe dieses Eisansatzes wird diese Erscheinung als Schwarzer Frost (black frost) bezeichnet. Liegen die Lufttemperaturen noch niedriger als  $-14^{\circ}\text{C}$ , so gefriert die Eisschicht bereits in der Luft, und die Menge des Eisansatzes wird dadurch verringert. Solche Verhältnisse herrschen häufig in unmittelbarer Nähe der Abbruchkante des antarktischen Eisschildes.

### 3.4 Die Passate

Längs der äquatorialen Flanke der subtropischen Hochdruckgürtel verlaufen auf beiden Halbkugeln rings um die Erde 2000–3000 km breite Zonen, in denen der Luftdruck zum Äquator hin abnimmt. Dieses Druckgefälle erzeugt sehr beständige, äquatorwärts wehende Winde. Über See, wo die Reibung gering ist, entwickelt sich auf der Nordhemisphäre der Nordost- und auf der Südhalbkugel der Südostpassat. Die Passate wehen auf dem gesamten nördlichen Atlantik zwischen Kap Blanco und Trinidad sowie auf dem größten Teil des südlichen Atlantik zwischen dem Äquator und 20° Südbreite mit einer Häufigkeit von mehr als 90%: kein Wunder, daß sie zur Zeit der Segelschiffahrt als die „trade winds“ (Handelswinde<sup>1</sup>) größte Wertschätzung genossen. Über Land ist die Nordkomponente des Windes größer als die Ostkomponente, in der Höhe oberhalb der Reibungsschicht tritt dagegen die Nordkomponente gegenüber der Ostkomponente ganz zurück.

Im Ursprungsgebiet der Passate, also in höheren Breiten nahe der Achse der subtropischen Hochdruckgürtel und in einigen Küstenregionen unter dem Einfluß der Land-Seewind-Zirkulation, kann der Wind am Boden auch eine kleine Westkomponente aufweisen, trotzdem muß er, da er mit der Höhe stets rasch nach Nord bis Nordost dreht, noch zu den Passatströmungen gerechnet werden.

Die Passate sind Glieder des Luftaustausches zwischen den Roßbreiten-Hochdruckgebieten und der feucht-heißen äquatorialen Tiefdruckrinne. Es handelt sich um eine dem Ursprung nach kühle, sehr richtungskonstante Strömung, die sich äquatorwärts erwärmt und besonders über den Meeren begierig Wasserdampf aufnimmt. Ebenso wie bei der Seewindzirkulation über dem kühleren Meer eine absteigende Bewegung vorhanden ist, weist die Luft auch in der Passatzone eine überlagerte, von oben nach unten gerichtete Bewegungskomponente auf. Die Passatzonen zeichnen sich deshalb – von wenigen noch zu besprechenden Ausnahmen abgesehen – durch Trockenheit und Wolkenarmut aus.

Über der unteren Passatströmung muß im System des Luftaustausches in der Höhe eine im Mittel polwärts gerichtete Windkomponente vorhanden sein. Da der Passat selbst nur eine etwa 1000 m mächtige Schicht umfaßt, dieser „Antipassat“ sich dagegen über eine vertikal viel ausgedehntere Schicht erstreckt, ist seine polwärts gerichtete Komponente gegenüber der aus der Corioliskraft resultierenden oberen Westströmung wesentlich geringer, der direkte Nachweis eines oberen Rückstromes sehr schwierig

<sup>1</sup> Diese Bezeichnung ist übrigens nicht die ursprüngliche. Nach dem *Meteorological Glossary* hieß in der Seemannssprache „to blow trade“ soviel wie „immer in derselben Richtung wehen“.

Tab. 8: Prozentuale Häufigkeit der Passate auf der Nord- und Südhalbkugel\*

Ort	Breite	Länge	Januar	Juli	Mittel
Taschkent (Usbekistan)	41° N	69° E	68	68	68
Bagdad (Irak)	33° N	44° E	70	68	69
Wadi Halfa (Nub. Wüste)	22° N	32° E	100	82	91
Ain-Salah (Algerien)	27° N	3° E	83	82	82
Mogador (Marokko)	31° N	10° W	71	95	83
Paramaribo (Surinam)	6° N	55° W	99	94	96
Colón (Panamá)	9° N	80° W	96	51	74
Salina Cruz (Mexiko)	16° N	95° W	89	91	90
Honolulu (Hawaii)	21° N	158° W	76	96	86
Alice Springs (Australien)	24° S	134° E	70	72	71
Tabora (Tanzania)	5° S	32° E	63	97	80
Corumbá (Brasilien)	19° S	58° W	78	94	86

\* Zum Passat sind in dieser Tabelle alle Winde zwischen Nordwest und Ost gerechnet worden, da bei nord-westlichem Bodenwind die Höhenströmung bereits nördlich ist. Es sind daher auch Stationen wie Taschkent und Bagdad angegeben, deren sommerliche nördliche Windkomponente auf das Monsuntief des Orients anspricht und daher enge genetische Verwandtschaft mit den Etesien des östlichen Mittelmeerraumes besitzt. Für die Südhemisphäre gilt für die Richtungen Südwest bis Ost das gleiche. Die Prozentberechnungen erfolgten aus den Werten in: KÖPPEN-GEIGER, S. 253 und T 99; KENDREW, S. 44, 69, 87, 259, und HAURWITZ/AUSTIN, S. 180, 217, 329, 359.

und erst in neuerer Zeit durch statistische Auswertung einer sehr großen Zahl von Höhenwindbeobachtungen gelungen.

Die wesentliche Eigenschaft des Passats ist die einer Ausgleichsströmung zwischen dem Hochdruckgürtel der Roßbreiten und der äquatorialen Tiefdruckrinne mit einer im Wurzelgebiet der Roßbreiten ausgeprägten, äquatorwärts aber mehr und mehr abnehmenden meridionalen Bewegungskomponente. Die oberhalb der Reibungsschicht wehenden nahezu rein östlichen bzw. darüber rein westlichen Winde sind vielfach „Urpasat“ bzw. „Antipassat“ benannt worden.

### 3.4.1 Die Wüstenbildung

Da die Passatströmung ihrer Entstehung nach außerordentlich trocken ist, führt sie über allen Kontinenten zur Wüstenbildung. Die Wüsten der Erde – mit Ausnahme des durch Lee-Effekte innerhalb der Westwinddrift erzeugten patagonischen Trockengebietes – liegen auf der äquatorwärtigen

Seite der Hochdruckgürtel oder in diesen selbst. Nur die gebirgigen Ostländer der Kontinente, an denen die über dem Meer warm und feucht gewordene Passatströmung zum Aufsteigen gezwungen wird, sind davon ausgenommen. Die Folge bekannter lebensfeindlicher Gebiete reicht in der Alten Welt von der Gobi über die Takla-Makan, Kara-Kum, die Tharr und Arabien bis zur Sahara. In Amerika gehören nur die Gilawüste im südlichen Arizona, die Mojawewüste nordöstlich von Los Angeles sowie einige andere kleine Gebiete zu diesem, jeden höheren Pflanzenwuchs unmöglich machenden Trockengürtel. Allerdings sind bei den innerasiatischen Wüstengebieten im Sommer, wo ein passatisches Hochdruckgebiet fehlt, die Effekte der Küstenferne und der Gebirgsabschirmung maßgebliche Faktoren für die Wüstenentstehung.

Ganz katastrophal wird die Dürre, wenn im Lee nordsüdlich verlaufender Gebirgsketten die Luft noch zusätzlich föhnartig erwärmt wird. Dies ist z. B. am Roten Meer der Fall, wo oft heiße, staubbeladene Fallwinde (*Habub*) die Hitze unerträglich machen. Dagegen gelingt es wenigstens im Winter gelegentlich feuchter, ursprünglich dem Polargebiet entstammender und über dem Mittelmeer angeheizter und zusätzlich labilisierter Luft, in Begleitung von Mittelmeerzyklonen entlang dem Roten Meer und bis nach Mesopotamien und dem Punjab durchzustößen und dort einige stärkere Regengüsse hervorzurufen.

Auf der Südhalbkugel verläuft die Achse des Hochdruckringes mit nur geringen Abweichungen längs des 30. Breitenkreises. Das bedingt nicht nur für große Teile im Inneren von Australien Wüsten von großer Ausdehnung, sondern auch für die Westküste dieses Kontinents zwischen dem 25. und 20. Breitenkreis noch ein ausgeprägtes Wüstensteppenklima mit extrem xerophytischer lückenhafter Scrubvegetation. Wegen des Vorherrschens von Ozeanen vermag sich aber innerhalb der südhemisphärischen Passatregion weder in Südafrika noch in Südamerika ein geschlossener Wüstengürtel quer über den Kontinent hinweg zu entwickeln, wie man ihn in Nordafrika verfolgen kann. Die Wüstenbildung beschränkt sich auf die Westseiten der Landmassen, wo im Lee der östlicher gelegenen Hochländer die Namib in Südwestafrika eine Längserstreckung von etwa 1 000 km aufweist und in Südamerika ein 3 000 km langes Trockengebiet mit der Atacama als Zentrum von Chile bis weit nach Ecuador hineinreicht und sich damit fast bis zum Äquator hin ausdehnt.

Auch diese „Küstenwüsten“ sind wie fast alle Trockengebiete der Erde primär durch ihre Lage im Einflußbereich des Hochdruckringes der Roßbreiten bedingt. Als weitere Begründung sind die niedrigen Wassertemperaturen der westlichen Küstengebiete der südhemisphärischen Festländer zu nennen. Sie sind einerseits den kalten aus der Subantarktis stammenden Meeresströmen, dem Benguela- und Humboldtstrom zuzuschreiben,



und andererseits wird durch den Südostpassat das Wasser von der Küste fortgedrückt und damit eine Strömungsdivergenz im Wasser geschaffen, die kaltes Tiefenwasser aus etwa 300 m Tiefe nach oben aufsteigen läßt.

Die an der Meeresoberfläche entstehende Strömungsdivergenz wird noch dadurch verstärkt, daß durch das kalte Auftriebwasser der Temperaturgegensatz zwischen dem tagsüber stark erhitzten Festland und der wesentlich kälteren Luft über dem Meer so groß wird, daß sich in Küstennähe eine starke vom Meer zum Land gerichtete Windströmung einstellt, während weiter draußen auf See die ablandigen Winde erhalten bleiben und wegen der kalten Wasserunterlage häufig mit Nebel verbunden sind. Das bedingt eine noch stärkere Divergenz an der Meeresoberfläche, wobei dort im Jahresdurchschnitt negative Abweichungen der Wasseroberflächentemperaturen bis zu 9 °C gegenüber dem Breitenkreismittel erreicht werden. Wenn sich nachts die feuchte Seeluft über dem Land abkühlt, kommt es zu Nebel und Sprühregenfällen von häufig einigen Zehntel Millimetern, aber bei der stabilen Vertikalschichtung wird jede Schauerbildung unterbunden und der gesamte Küstenstreifen deshalb trotz hoher Feuchtigkeitswerte so weitgehend ausgedörrt, daß in diesen „Feuchtluftwüsten“ nur eine so kümmerliche Vegetation gedeiht, daß der Wüstencharakter voll erhalten bleibt.

Auch auf der Nordhalbkugel kommt es zu entsprechender Nebelbildung über kühlen Meeresströmungen, wo ablandige warme Passate aufs Meer hinauswehen (Kanarenstrom vor Westafrika, Kalifornienstrom vor dem subtropischen Nordamerika).

### 3.4.2 Die Passatregen

Weiter draußen auf See hört das Aufquellen von Auftriebwasser schon bald auf, und die Wasserwärme steigt schnell an. Während die Temperatur des Oberflächenwassers bei den Kanaren noch bei etwa 20 °C, vor San Francisco sogar teilweise unter 15 °C liegt, steigt diese im Gebiet der Westindischen Inseln auf mehr als 27 °C, und im westlichen Teil des tropischen Pazifiks werden sogar beinahe 28 °C erreicht. Die Inversion in der unteren Atmosphäre verschwindet, es kommt auch in der Passatströmung zu Schauern und Gewitterbildung. Der „natürliche Trockengürtel“ erfährt über Mittelamerika und den Westindischen Inseln ebenso eine Unterbrechung wie bei den Philippinen und an den Küsten von China und Hinterindien, wobei im asiatischen Bereich allerdings noch die Monsuneffekte eine wesentliche Rolle spielen. Wo die über See mit Feuchtigkeit angereicherte Passatströmung mit großer Geschwindigkeit gegen ein hohes Gebirge prallt, kann sie zu einem ausgesprochenen Regenbringer werden.

Das trifft z. B. für die Hawaii-Inseln zu, an deren dem Wind ausgesetzten Bergflanken jährlich Niederschlagsmengen von mehr als 8 000 mm gemessen worden sind. Auch auf den Fiji- und Samoa-Inseln in der Region des Südostpassats kommt es zu durchschnittlichen Jahresregensmengen von mehr als 6 000 mm. An den Küstenstrichen Mittelamerikas werden im Luv der Gebirge in Guatemala, Nicaragua und Costarica örtlich Regenhöhen über 5 000 mm gemessen, während sich die Passatwinde schon in Mexiko City nach Überqueren der küstennahen Vorberge weitgehend abgerechnet haben und dort mit etwas mehr als 500 mm nur den zehnten Teil der an den Küsten beobachteten Regenmenge bringen.

Eine auffällige Trockenanomalie besteht im Karibischen Küstenraum vor Venezuela, hier bedingt durch die Divergenz des Passats, dessen südlicher Ast von dem amazonischen innertropischen Tief über Land wegen der hier vermehrten Reibung mit Nordkomponente angesaugt wird. Jede Divergenz ist aber mit wolkenauflösender Absinktendenz verbunden.

### 3.4.3 Die tropischen Wirbelstürme und die Tornados

Die Entstehung der *tropischen Wirbelstürme* ist ein sehr komplexer Vorgang; unser Wissen darüber ist im einzelnen noch sehr begrenzt. Sie entstehen im Bereich der innertropischen Konvergenzzone ausschließlich über den Ozeanen und vor allem im Spätsommer und Herbst dort, wo die Wassertemperaturen 27 °C überschreiten und – wegen der Mitwirkung der Corioliskraft – die innertropische Konvergenz – von wenigen Ausnahmen abgesehen – mindestens vier Breitengrade vom Äquator entfernt liegt. Sie gehören zu den größten Wetterkatastrophen, die die Erde kennt. An Küstenstationen sind darin schon mittlere Windgeschwindigkeiten von mehr als 60 m/s gemessen worden. Das ist die doppelte Geschwindigkeit von Windstärke 12, und da der Winddruck mit dem Quadrat der Geschwindigkeit zunimmt, entspricht dem tatsächlich die vierfache Zerstörungskraft.

Die gewaltige Windstärke wird durch die enormen Druckunterschiede hervorgerufen, die im Innern eines Wirbelsturmes vorhanden sind. Im Zentrum werden die tiefsten Luftdruckwerte festgestellt, die auf der Erde vorkommen. Am 18. August 1927 wurde z. B. im Kern eines pazifischen Taifuns in 17° N und 130° O das bisherige absolute, auf NN reduzierte Luftdruckminimum von 886,7 mb gemessen. Wieviel stärker dabei das Druckgefälle ist als in außertropischen Zyklonen, geht daraus hervor, daß der Radius dieser Wirbelstürme nur einige hundert Kilometer beträgt. Andererseits besitzen die nordamerikanischen *Tornados*, die in der Regel mit Kaltfronten außertropischer Tiefdruckgebiete über dem Mississippi verknüpft sind, also keine tropischen Wirbelstürme darstellen, als schlauch-

förmige Trichter nur einen engen Durchmesser von wenigen 100 m. Sie richten auf ihrer glücklicherweise nur kurzen Bahn noch extremere Zerstörungen an.

Sobald sich ein solcher Wirbel über dem warmen Meer einmal entwickelt hat, zieht er ebenso mit der vorherrschenden Strömung, in diesem Fall mit den oberen Ostwinden zunächst nach Westen, um später meistens polwärts umzubiegen und schließlich sogar in die Westdrift einzumünden. Über Land büßen diese Wirbel wegen des stärkeren Reibungseinflusses und der fehlenden Warmwasserheizung erheblich an Energie ein, wobei ihre Kraft aber noch so groß ist, daß sie ungeheure Schäden anrichten können.

Bei den tropischen Wirbelstürmen handelt es sich einmal um echte Wärmetiefs. Sie sind nämlich in der freien Atmosphäre wesentlich wärmer als die Umgebung. Diese Wärme wird aus der bei der Bildung der Wolken freiwerdenden Kondensationswärme gewonnen. Als Entstehungsbedingung erscheint aber auch die Nähe einer Front wesentlich, örtlich sogar das Vorhandensein von drei verschiedenen Luftmassen, nämlich der beiden Passate und eines Luftkörpers polarer Herkunft, besonders wenn diese als sogenanntes Dreimasseneck in solcher Weise aneinandergrenzen, daß in der Höhe eine Divergenz (Auseinanderströmen) der Winde entsteht, die die aufsteigende Vertikalbewegung einleitet.

Auf der Nordhemisphäre sind drei große tropisch-subtropische Orkangebiete zu unterscheiden. Einmal das der westindischen Wirbelstürme, die dort als „Hurricane“ bezeichnet werden, weiterhin der Golf von Bengalen des Indischen Ozeans mit den dort auftretenden verheerenden Zyklonen (Einzahl: der Zyklon), und dann das der „Taifune“ der Philippinen, der Chinasee und der japanischen Meeresgebiete. Die meisten Taifune entstehen bereits über dem mittleren Pazifik und die atlantischen Hurrikane häufig schon in der Nähe der Kapverdischen Inseln, wobei einige aus den „Tornados“ der westafrikanischen Küste hervorzugehen scheinen: das sind Gewitterstürme, die mit der oberen Passatströmung aus dem Innern Afrikas gegen eine westliche Bodenströmung heranziehen und von schweren Böen begleitet sind. Ein Teil der Wirbelstürme gelangt weit nach Westen bis nach Mexiko bzw. bis zu den Philippinen oder den Küsten Hinterindiens und Chinas. Die asiatischen Stürme entstehen in den Übergangsjahreszeiten an der Monsunfront. Auch im östlichen Pazifischen Ozean unmittelbar westlich der mexikanischen Küsten treten Wirbelstürme auf.

Auf der Südhemisphäre sind die *Mauritiusorkane* des Indischen Ozeans am meisten berüchtigt. Die Küsten Australiens werden gelegentlich von Wirbelstürmen, dort „Willy-Willies“ genannt, heimgesucht, und auch der gesamte südpazifische Raum westlich des 120. westlichen Längengrades

ist nicht frei davon. Über dem südlichen Atlantik und östlichen Südpazifik fehlen sie dagegen völlig, weil die tropische Konvergenzzone in diesen Gebieten niemals südlich des Äquators verläuft und außerdem der stabilisierende Einflußbereich der kalten Meeresströmungen (Benguela- und Humboldtstrom) bis zum Äquator reicht.

#### 3.4.4 Die äquatoriale Tiefdruckrinne

In der äquatorialen Tiefdruckrinne stoßen die in sie einmündenden Windsysteme des Südost- und Nordostpassats nicht so unmittelbar gegeneinander, wie es an den Fronten der außertropischen Zyklonen der Fall ist. Beide Windsysteme sind vielmehr durch einen meist etwa einige hundert Kilometer breiten Streifen von häufigen Windstillen oder schwachen und wechselnden Winden voneinander getrennt, der deshalb auch als *Kalmen-* oder *Mallungszone* bezeichnet wird.

Die von einigen Autoren (insbesondere H. FLOHN) gewählte Bezeichnung „äquatoriale Westwindzone“ bezieht sich auf die Tatsache, daß in Teilgebieten der innertropischen Konvergenz nach Aufrechnung aller schwachen Winde ein kleiner Überschuß der Westrichtung verbleibt, insbesondere dort, wo die innertropische Konvergenz im Sommer unter Monsuneinfluß weit gegen das Festland vordringt. Dies ist besonders über dem Indischen Ozean der Fall, wo diese äquatorialen Westwinde schon 1893 von MEINARDUS festgestellt und untersucht wurden.

Im Mallungsgürtel herrscht im ganzen betrachtet eine konvergente Strömung vor, die mit aufsteigender Luftbewegung verbunden ist. Die Luftmassen sind im allgemeinen labil geschichtet. Daher ist das Wetter dort auf See vorherrschend stark bewölkt, und es treten häufig Schauer und Gewitter auf, die aber meist nur einen begrenzten Umfang haben. Auf Land sind die Nächte vielfach klar, die Gewittertätigkeit ist über den tropischen Urwäldern in den Nachmittagsstunden am stärksten. An den Küsten und auf See in Küstennähe verschiebt sich dagegen das Gewittermaximum genau so wie an den deutschen Küsten in die Abend- und Nachtstunden, weil dann die Landwindzirkulation eine aufsteigende Luftbewegung über dem Meer begünstigt.

Daß im übrigen auch mitten auf den Ozeanen die Nachtstunden für Gewitterbildung förderlich zu sein scheinen, kann darauf zurückgeführt werden, daß die Vertikalschichtung, die über Land tagsüber durch die Sonneneinstrahlung von unten her labilisiert wird, über See im Laufe der Nacht von oben her eine Entstabilisierung erfährt. Das Meer selbst ändert nämlich seine Temperatur zwischen Tag und Nacht nur um einige Zehntel, jedenfalls um weniger als  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Die Oberfläche der Wolken erleidet



dagegen nachts einen starken Wärmeverlust, der im Laufe einer Nacht mehrere Grad betragen kann. Wo die Schichtung sich beständig nahe dem labilen Zustand befindet wie in der Mallungszone, können durch diese nächtliche obere Abkühlung leicht Gewitter ausgelöst werden.

Vor allem in äquatornahen Buchten an den Westküsten sind die Niederschlagsmengen sehr groß, z. B. im Golf von Panamá, wo mehr als 7000 mm fallen, und im innersten Winkel der Bucht von Biafra, wo für Duala ein Jahresdurchschnitt von 4116 mm angegeben wird und in der unmittelbar am Südwestfuß des Kamerunberges liegenden Pflanzung Debundscha sogar in 35 Jahren ein Mittelwert von 9498 mm gemessen wurde, von dem beinahe zwei Drittel auf die Nachtstunden zwischen 18 und 6 Uhr entfielen. Die Ursache für diesen großen Regenreichtum äquatornaher Westküstenbuchten liegt darin begründet, daß wegen der auf beiden Halbkugeln in entgegengesetzter Richtung wirkenden Coriolis-Kräfte im Äquatorialgebiet, d. h. nördlich des Äquators nach rechts, südlich nach links abgelenkt, bei niedrigerem Bodendruck und höherem Höhendruck im Landesinneren, an den Westküsten insgesamt unten konvergierende und oben divergierende, zu aufsteigenden Bewegungen Anlaß gebende Winde vorherrschen, wobei noch der Buchteffekt hinzukommt. Er besteht darin, daß die in den Buchten nachts stark konvergierenden Landwinde zur Bildung dichter Bewölkung und landwärts treibender Regengebiete Anlaß geben, wobei das hauptsächlich nur durch den Regen abgekühlte Meer am Tage bei den dann über der Bucht einsetzenden stark divergierten Bodenwinden durch intensive Sonnenstrahlung immer wieder so stark erwärmt wird, daß dort trotz der starken Niederschläge und des dadurch bedingten ungewöhnlich geringen Salzgehaltes des Meeres dessen Temperaturen über dem für die betreffende Breite gültigen Durchschnitt liegen.

### **3.5 Die jahreszeitlichen Verlagerungen der Luftdruckgürtel auf der Nordhemisphäre**

Durch die unterschiedlichen Einstrahlungsverhältnisse verlagern sich im Laufe des Jahres die einzelnen Luftdruckgürtel mehr oder weniger stark (s. S. 55).

#### *3.5.1 Die jahreszeitlichen Verschiebungen der Mallungszone*

Im Nordsommer verschiebt sich der Wärmescheitel über der Sahara und über Nordamerika bis zum Wendekreis und erreicht in Asien sogar den 30. Breitenkreis. Damit rückt über allen Landgebieten auch die tropische Tiefdruckrinne ebenso weit nordwärts vor. Über dem Indischen Ozean

kommt dabei noch der druckausgleichende Effekt des Äquators zur Auswirkung. Wegen der fehlenden Coriolis-Kraft werden nämlich am Äquator alle Druckunterschiede am schnellsten ausgeglichen, weshalb auch die tropische Tiefdruckrinne dort nur selten zu finden ist. Dieser Effekt macht sich südlich des asiatischen Kontinents durch eine deutlich ausgeprägte Verminderung des von der Süd- zur Nordhemisphäre gerichteten Druckgefälles bemerkbar. Über dem Atlantischen und Stillen Ozean verschiebt sich der Wärmescheitel samt der zugehörigen tropischen Tiefdruckrinne auch mindestens fünf Breitengrade über den Äquator hinaus nach Norden. Daß über den östlichen Teilen des Pazifiks die Achse der Tiefdruckrinne sogar  $15^{\circ}$  N erreicht, kommt dadurch zustande, daß im Südwinter der Humboldtstrom noch besonders verstärkt ist und dann, unter Mitbeteiligung aufquellenden Tiefenwassers im Gebiet der Galapagos-Inseln die Temperaturen sogar teilweise um nahezu  $10^{\circ}\text{C}$  tiefer liegen als über dem westlichen äquatorialen Pazifik. Auch im östlichen äquatorialen Atlantik herrschen in dieser Hinsicht ähnliche Verhältnisse. Dort läßt der gleichfalls durch kaltes Auftriebwasser verstärkte Benguelastrom wenigstens einen schmalen Zweig subarktischen Wassers bis in die Äquatorialregionen vordringen. Die tropische Molluszone vermag deshalb nach der Darstellung von MARKGRAF selbst im Januar nur unmittelbar vor der südamerikanischen Küste ein wenig auf die Südhemisphäre überzutreten. Über dem Indischen Ozean, in dem ein kalter, nordwärts setzender Meeresstrom fehlt, verlagert sich die wärmste Zone dagegen im Januar überall auf die Südhemisphäre und erstreckt sich dann von Nordaustralien bogenförmig bis zur Nordspitze Madagaskars, wobei nur über dem mittleren Teil des Indischen Ozeans der Äquator nicht wesentlich überschritten wird.

### 3.5.2 Die nordhemisphärische Luftdruckverteilung im Januar

Wesentlich einschneidender als die Änderungen in der Lage der Molluszone sind die Druckänderungen im Laufe des Jahres über der Nordhemisphäre. Im Januar ist das sibirische Hoch, das im einzelnen freilich von Tag zu Tag seine Lage verändert wie alle Tagesdruckgebilde, stärker als sämtliche anderen Hochdruckgebiete der Erde. Es beherrscht die Strömung jeweils über großen Teilen des Kontinents. Der Luftdruck nimmt vom sibirischen Hoch bis weit auf den Indischen Ozean hinaus ab. Der winterliche Nordostwind Indiens entspricht der normalen Passatströmung und ist, vom Standpunkt der allgemeinen Zirkulation aus gesehen, demnach keine besondere Erscheinung.

Über Nordamerika ist kaum ein Gegenstück zu dem sibirischen Hoch vorhanden. Dies kann nicht lediglich mit der geringeren Größe des Konti-

nents begründet werden. Die Streichrichtung der Gebirge scheint dabei vielmehr eine wichtige Rolle zu spielen. Durch den meridionalen Verlauf des Felsengebirges kann nämlich die kalte kanadische Luft ziemlich ungehindert in Form ausgedehnter Kältewellen nach Süden hin abströmen, wobei sie häufig bis zur Golfküste Fröste verursacht und selbst an den Küsten Mittel- und Südamerikas noch als stürmischer Nordwind (*Norther*s bzw. *Nortes*) in Erscheinung tritt. Die starke Luftdruckvariabilität – rasch wandernde Zyklonen und Antizyklonen – ergibt dabei im Mittel keine ausgeprägte Drucktendenz. Über Zentralasien behindern dagegen die von Nordostsibirien bis zum Kaukasus sich erstreckenden hohen Gebirgsketten einen *Ausbruch* der kalten Luft nach Süden und Osten; lediglich über Ostasien (Nordchina, Mandschurei, Fernost und Nordjapan) dringt kalte Kontinentalluft oft weit meerwärts vor. Dadurch erhalten Hokkaido und die Japanmeeresseite von Honshu kräftige Winterschneefälle.

Gleichzeitig mit der stärksten Ausbildung des sibirischen Hochs erreicht auch die Zyklonentätigkeit über dem nördlichen Atlantischen und dem Nordpazifischen Ozean ihren Höhepunkt. Diese Zyklonen entstehen mit Vorliebe an der Vorgrenze von Kaltluftausbrüchen, die über dem Kanadischen Archipel und an der ostasiatischen Küste nach Südosten vordringen. Sie erreichen dann im allgemeinen bei Island bzw. bei den Aläuten ihre größte Energie.

Erwähnenswert ist auch noch der relativ niedrige Luftdruck über dem Mittelmeer. Das hängt damit zusammen, daß das Mittelmeer im Winter wesentlich wärmer ist als die es umgebenden Landmassen, so daß die üblichen Zirkulationen zwischen warmen und kalten Gebieten entstehen. Auch das Schwarze Meer ist groß genug, um eine bemerkenswerte Zunge niedrigen Luftdrucks zu bewirken. Es kommt aber bezüglich des Mittelmeeres hinzu, daß sich der natürliche Hochdruckgürtel in der kalten Jahreszeit über Nordafrika gegen den Wendekreis verlagert und dann die atlantischen Wirbel südwärts bis zu den Küsten Algeriens, Tunesiens und ins östliche Mittelmeer gelangen. Von hier pflanzen sie sich mit Niederschlag bringenden Ausläufern über den Orient bis Zentralasien und NW-Indien fort.

### 3.5.3 Die nordhemisphärische Luftdruckverteilung im Juli

Im Juli bleiben das Azorenhoch und das pazifische Hoch erhalten. Das sibirische Hoch verschwindet dagegen im Hochsommer am Boden vollständig; das Islandtief ebenso wie das Aläutentief sind nur noch schwach ausgebildet. Statt dessen entwickelt sich – durch eine schwache, von Grönland bis zur Bäreninsel verlaufende Zone höheren Druckes getrennt – ein

ausgeprägter Polarwirbel. Das kalifornische und saharische Hitzetief, beide von höherem Luftdruck überlagert und daher wenig wetterwirksam, und das umfangreiche indisch-pakistanische Monsuntief erreichen den Höhepunkt ihrer Entwicklung. Dabei bleibt nur auf einem schmalen, von der Gobi bis zum Iran reichenden Streifen die vorherrschend nordöstliche Passatströmung während des ganzen Jahres erhalten. Sie geht westwärts in die NW-Strömung der Etesien von der Ägäis bis in den arabischen Orient über.

Die tropische Tiefdruckrinne erscheint über Afrika nur noch als Ausläufer des asiatischen Tiefs. Ihre Achse ist bis  $20^{\circ}$  N vorgerückt, und damit hat sich auch die tropische Regenzone über Afrika erheblich nach Norden verlagert und umfaßt nunmehr auch das Hochland von Äthiopien sowie die Südflanke des Sudangürtels.

Mit der tropischen Tiefdruckrinne wandern auch die tropischen Regengürtel im Laufe eines Jahres hin und her. Dadurch verteilen sich die Niederschläge an den einzelnen Orten in sehr verschiedener Weise, die nun im einzelnen besprochen werden soll.

### 3.5.4 Die doppelte tropische Regenzeit

Es gibt sowohl im Gebiete des Amazonasstromes als auch in Zentralafrika westlich des Zentralafrikanischen Grabens und über der Insulinde etwa 1000 km breite, west-östlich verlaufende Streifen, die ständig so nahe der Mollungszone bleiben, daß dort das ganze Jahr über reichliche Regengüsse (Wärme- oder Konvektionsregen, die etwas ungenau meist als *Zenitalregen* bezeichnet werden) niedergehen, die jährliche Niederschlagsmenge mindestens 1000 mm überschreitet und teilweise über 3000 mm ansteigt. Dies ist das Gebiet des tropischen Regenwaldes, das wohl am reinsten im Bereich des Amazonas ausgebildet ist. Aber auch in dieser Zone schwankt bei ständig hoher Feuchtigkeit die Regenintensität im Laufe des Jahres deutlich; im allgemeinen sind die Niederschläge zweimal im Jahr, jeweils etwa einen Monat nach der Zeit des höchsten Sonnenstandes (Zenitalregen) besonders hoch und werden dazwischen merklich geringer. Typisch für diese Zone mit doppelter Regenzeit ist die Niederschlagsverteilung in der Republik Zaire (Kisangani), nicht weit vom Äquator (Tab. 9). Dort fallen während und nach der Zeit der Tag- und Nachtgleichen monatlich mehr als 170 mm Regen, im Juni aber nur 102 mm und im Januar 43 mm. Daß die Gebiete des äquatorialen Ostafrikas wesentlich trockener sind als die Westafrikas, hängt mit den Druckverhältnissen in Asien zusammen. Im Nordsommer bewirkt das indische



Monsuntief für diese Gebiete ablandige Winde, und im Nordwinter ist die Strömung nahezu küstenparallel. Die zwei Niederschlagsperioden im Jahr sind dabei weitgehend an die Übergangszeiten vom Nordostpassat zum Südwestmonsun und umgekehrt gebunden, da dann die schwachen und unbeständigen Luftbewegungen die Konvektion nicht so stark hindern wie zur Zeit des voll ausgebildeten Monsuns oder Passats.

### 3.5.5 Die einfache tropische Regenzeit

Selbstverständlich gibt es bezüglich der jährlichen Niederschlagsverteilung im tropischen Regenwald alle möglichen Übergänge, auf die hier im einzelnen nicht eingegangen werden kann. Zum nördlichen und südlichen Rande des Regenstreifens hin muß die Symmetrie der Regenzeiten in bezug auf den Jahreslauf immer mehr verlorengehen, und schließlich bleibt nur noch *eine* Regenzeit übrig, wenn die tropische Tiefdruckrinne der Station am nächsten liegt, also im Sommer der betreffenden Halbkugel. Im Amazonasgebiet ist das schon 300 km südlich des Äquators der Fall, wie aus den in Tab. 9 aufgeführten monatlichen Regenmengen von Manaus ersichtlich ist. Bei hohem Sonnenstand im März fällt dort nahezu siebenmal mehr Regen als im August, wenn die tropische Tiefdruckrinne ihre nördlichste Lage erreicht.

Das Gebiet dieser tropischen „Sommer“-Regen umfaßt den größten Teil Südafrikas zwischen etwa  $7^{\circ}$  und  $20^{\circ}$  S. So fallen in Salisbury (Zimbabwe) während aller Sommermonate (November bis März) jeweils mehr als 100 mm und im Januar sogar rund 200 mm Regen. Von Mai bis September bleibt der Durchschnitt dagegen unter 10 mm. Im Juli ist z. B. während des Jahrzehnts 1931–1940 überhaupt nur einmal, nämlich 1940, etwas über 10 mm Niederschlag gemessen worden. In mehr als der Hälfte aller Jahre ist der Juli dort regenlos. Am südlichen Wendekreis greift dann innerhalb der Hauptpassatzzone das Gebiet großer Regenarmut von der Westküste bis weit in das Landesinnere, während das Kapland im Südwinter schon in die Westwindzone hineinreicht und ein uns aus dem Mittelmeer vertrautes Klimabild mit heißen, trockenen Sommern und feuchten, milden Wintern zeigt.

Im nördlichen Afrika überdeckt die Zone mit Sommerregen nicht einmal zehn Breitengrade, erstreckt sich aber von Dakar (Tab. 9) bis nach Äthiopien.

In Südamerika ist die Zone der tropischen Sommerregen zu beiden Seiten des Äquators weit ausgedehnt. Sie umfaßt nahezu ganz Brasilien bis zum südlichen Wendekreis, wo z. B. in São Paulo im heißen Januar der Niederschlagsdurchschnitt fast 200 mm, im kältesten Monat Juli aber

Tab. 9: Die jährliche Verteilung der Niederschläge (in mm)

Klimaregion	Amazonas	Afrikan. Regenwald	Savanne	Indischer Monsun	Indischer Monsun	Winter-trockene Steppe BS <sub>w</sub>	Sommer-trockene Steppe BS <sub>s</sub>	Gemäßigt sommer-trocken C <sub>s</sub>	Ostasiat. Monsun CF <sub>s</sub> Früh- u. Herbst	Virginisch. Klima CF <sub>s</sub>	Buchen-Klima CF <sub>b</sub>	Transbalkalisches Klima D <sub>w</sub>
Klimaformel (KÖPPEN)	A <sub>f</sub>	A <sub>f</sub>	A <sub>w</sub>	A <sub>w</sub>	C <sub>w</sub>	BS <sub>w</sub>	BS <sub>s</sub>	C <sub>s</sub>	CF <sub>s</sub>	CF <sub>s</sub>	CF <sub>b</sub>	D <sub>w</sub>
Regenzeiten	Einfache	Doppelte	Sommer	Sommer	Sommer	Sommer	Winter	Winter	Sommer	Sommer	Sommer	Sommer
Quelle <sup>1</sup>	L	K	L	L	K	H	L	H	K	H	L	L
Ort	Manaos	Kisangani	Dakar	Calcutta	Benares	El Paso	Tripolis	Malta	Tokyo	Washington	München	Jakutsk
Breite	3° S	1° N	15° N	22° N	26° N	32° N	33° N	36° N	36° N	39° N	48° N	62° N
Länge	60° W	26° E	17° W	88° E	83° E	106° W	13° E	14° E	140° E	77° W	12° E	130° E
I	234	43*	1	11	18	12	82	79	56*	88	46	6
II	228	69	1	25	15	11	48	59	61	89	36*	5
III	243	183	0	35	10	9	24	37	112	93	50	3*
IV	217	175	0*	55	5(*)	7*	12	22	132	84(*)	74	6
V	179	142	0	141	15	8	7	10	152	92	89	13
VI	92	102(*)	12	302	122	15	1	2	163	107	121	27
VII	55	132	68	323	307	50	0*	1*	140(*)	118	128	34
VIII	35*	147	251	340	295	42	1	3	163	100	106	42
IX	52	183	133	254	180	32	10	32	226	83	90	23
X	105	208	47	124	53	20	39	71	190	71	62	12
XI	139	183	1	16	5	13	74	91	104	61*	48(*)	10
XII	196	94	6	6*	5*	13	101	91	56	82	57	7
Jahr	1771	1660	520	1632	1031	233	399	504	1560	1072	907	188

<sup>1</sup> (nach L = LINKE 1931, K = KENDREW 1953, H = KÖPPEN und GEIGER 1930-39)

— Maximum, \* Minimum. Bei doppelter Regenzeit — Haupt- und ... Nebenmaximum bzw. \* Haupt- und (\*) Nebenminimum.

nicht einmal 20 mm beträgt. Nach Norden erstreckt sie sich bis nach Mittelamerika. In Mexiko City ist die Verteilung der Regenmengen mit etwas mehr als 200 mm im Juli und etwas weniger als 20 mm im Januar nahezu invers zu São Paulo.

Am ausgeprägtesten sind die Verschiebungen der tropischen Konvergenzzone über dem Indischen Ozean und dem Malaiischen Archipel. Dort liegt nördlich des Äquators die bei weitem größte Landmasse, und der asiatische Kontinent erwärmt sich im Sommer im Vergleich zum Indischen Ozean so viel stärker, daß sich die Mollungszone über Indien und Pakistan bis beinahe zum 30. nördlichen Breitengrad verschiebt. Sie verharrt nahezu acht Monate lang über Südasien und prägt sich deshalb auch im Jahresmittel des Luftdrucks entsprechend aus.

Im Nordwinter kühlt sich andererseits der asiatische Kontinent außerordentlich stark ab, während sich der Erwärmungsschwerpunkt nach Australien verlagert und dadurch die Mollungszone von Ostafrika bis zum westlichen Pazifik eindeutig auf die Südhemisphäre gedrückt wird. Diese große Schwankungsbreite der tropischen Konvergenz über dem Indischen Ozean hat besondere klimatische Eigentümlichkeiten zur Folge, über die nun eingehend berichtet werden soll.

### 3.5.6 Die indischen Monsunregen

Mit der Erhitzung des asiatischen Kontinents wird der Luftdruck dort niedriger als in der äquatorialen Mollungszone, und damit verlagert sich diese nordwärts nach Vorderindien<sup>1</sup>. Das geschieht aber nicht unmittelbar. Im April liegt zwar das Druckminimum bereits eindeutig auf dem Lande, aber erst im Mai beginnt der eigentliche Monsunregen über SW-Indien. Er verdient diese Bezeichnung zu Recht, weil die Niederschläge mit einer vollständigen Richtungsänderung der Winde einhergehen, die in Indien nur im Winter aus der normalen Passatrichtung Nordost wehen, im Sommer aber bei der erheblichen Luftdruckabnahme über dem nördli-

<sup>1</sup> Dabei muß beachtet werden, daß nach Tab. 5 die Sonneneinstrahlung zu dieser Zeit am Äquator um nahezu ein Drittel geringer ist als in 30° N. Im Juni ist deshalb nach der im Sudan gelegenen Station Aravan (19° N, 3½° W) das Gebiet des mittleren Indus das wärmste der Erde (Mitteltemperatur in Aravan 37,7°C und in Jacobabad 36,7°C). Im Juli rückt das Wärmezentrum dann in Afrika nach 27° N, wo in Ain Salah in Südalgerien eine mittlere Julitemperatur von 37,2°C erreicht wird, und in Asien ist dann sogar der auf 31° N, 48° E gelegene Ort Abadan mit 36,1°C Mitteltemperatur der wärmste. Die tiefsten auf NN reduzierten Barometerstände werden dabei im nördlichen Pakistan mit einem Julimittel von teilweise weniger als 995 mb gemessen. Diese Lage des geringsten Luftdrucks im Winkel zwischen dem Himalaja und den iranischen Randketten ist darauf zurückzuführen, daß in dieses eingekesselte Gebiet weder von N noch von W und E in den unteren Schichten Luft vom Ersatz hereinströmen kann. Nur von S her ist der Weg offen, und so gelangt kühlere Luft vom Indischen Ozean weit nach N. Zur Zeit des Höhepunktes des Monsuns wird schließlich auch Luft von der winterlich kälteren Südhemisphäre über den Südostpassat in diese Zirkulation einbezogen.

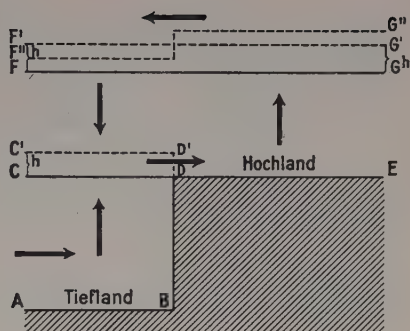
chen Vorderindien um  $180^\circ$  nach Südwest drehen. Das wäre ohne das hier gegebene Nebeneinander von Land und Meer überhaupt nicht möglich. Es handelt sich somit also um einen kombinierten Vorgang von planetarischer Gürtelverlagerung (nämlich der innertropischen Konvergenz) mit auflockerndem, daher ansaugendem Erwärmungseffekt auf dem Lande, der nur durch die Land-Meer-Verteilung in dieser Breitenlage und durch die gegebene Reliefgliederung ermöglicht wird. Die Araber nutzten diesen jahreszeitlichen Windwechsel für ihre Segelschiffahrt nach Vorderindien und Ostafrika; der Name Monsun stammt vom arabischen „mausim“ = Jahreszeit.

Wie sich im einzelnen die physische Beschaffenheit der Erdoberfläche und deren verschiedene Höhenlagen auf den jahreszeitlichen Luftaustausch über der gesamten Nordhemisphäre und über dem asiatischen Festland im besonderen auswirken, läßt sich besonders am Beispiel der zentralasiatischen Gebirgsketten aufweisen. Über den Hochregionen und in und um Tibet steigt der Luftdruck zum Sommer hin an, nicht nur weil sich die erwärmte Luft nach oben hin ausdehnt, sondern auch weil sie von den umgebenden Tiefländern mit zunehmender Erwärmung tal- und hangaufwärts in Bewegung gesetzt wird.

Wie das sommerliche Abströmen der Luft aus den Tiefebenen in die Hochländer vor sich geht, soll noch etwas näher erläutert werden. Es handelt sich um eine ganz ähnliche Erscheinung wie bei dem Hangaufwind, nur daß hier der Übergang vom niedrigen zum höheren Niveau in einem außerordentlich steilen Anstieg erfolgt. Er wurde deshalb in Abb. 10 als eine senkrechte Stufe dargestellt. Wenn zu einem bestimmten Zeitpunkt die gesamte Zirkulation im Gebiet A B C D E zur Ruhe gekommen sein soll, dann müssen alle Flächen gleichen Druckes am Boden bei AB und DE und ebenso in der Höhe CD sowie in dem noch höheren Niveau FG parallel verlaufen. Wenn jetzt die Sonne beide Ebenen in gleichem Maße erwärmt, dann wird sich die hohe Druckfläche FG überall um den gleichen Betrag  $h$  auf  $F'G'$  heben. Die Druckfläche DE kann aber keine Hebung erfahren, da sie dem festen Boden aufliegt, während CD, wo die gesamte Erwärmung *unterhalb* stattfindet, um die gleiche Strecke  $h$  nach oben steigt und die Lage  $C'D'$  einnimmt. Ein bei D einsetzender und gegen die Hochebene wehender Wind ist die Folge. Er schafft zusätzlich Luft zur Hochebene, und durch diesen Massenzufluß steigen nun alle höheren Druckflächen über dem Hochland DE über den allein durch die Erwärmung bedingten Betrag an, während sich gleichzeitig über dem Tiefland durch den Massenabfluß alle Druckflächen senken, so wie es schematisch durch die gestrichelte Linie  $F''G''$  angedeutet ist. Die Folge ist eine Zirkulation mit aufsteigender Bewegung über dem Hochland und absteigender über dem Tiefland. Die Anhäufung von Luft über dem Hoch-



Abb. 10: Entstehung des sommerlichen Höhenhochs über einem Hochland



land muß zu einem ebenso großen Luftdefizit über dem benachbarten Tiefland führen. Dies ist die Ursache für den außerordentlich niedrigen Sommerluftdruck über Nordindien. Es zeigt sich, wie überragend für den indischen Monsun der Einfluß der den Subkontinent begrenzenden Hochländer ist.

Durch den niedrigen Luftdruck über dem Tiefland wird vom unbeeinflussten Gebiet links von A (Abb. 10) zum Ersatz Luft in das Tief hineingesogen. Über Vorderindien kommt diese Luft vom warmen Indischen Ozean (Tab. 10) und ist daher feucht genug, um über dem Land bei der durch die steil aufsteigenden Westghats verursachten Hebung stärkste Niederschläge hervorzurufen. Wie ausschlaggebend dabei die maritime bzw. kontinentale Herkunft des vorherrschenden Windes für die Art des Klimas ist, geht daraus hervor, daß das gleiche indische Monsuntief auf seiner Westseite, wo es eine nordwestliche Luftströmung auslöst, zur selben Zeit, wenn auf seiner Ostflanke unvorstellbare Wolkenbrüche niedergehen, nahezu absolute Trockenheit verursacht. So bleibt z. B. die gesamte persische Südküste im Juli völlig regenlos, und selbst in Peshawar fallen im gleichen Monat trotz des Höhepunktes der Monsunzeit kaum mehr als 20 mm Niederschlag.

Bei dieser Gelegenheit sei darauf hingewiesen, daß nicht jeder sommerliche Monsun starke Regenfälle bringen muß. Örtliche Einflüsse können vielmehr erhebliche Abwandlungen zur Folge haben, und in Gebieten, wo der Monsun von einem sehr kühlen Meeresgebiet heranweht oder wo kein Zwang zum Aufsteigen besteht, wird womöglich die Niederschlagsbildung völlig unterdrückt, z. B. an der kalifornischen Küste im Sommer. Außerdem ist die Variabilität der den Sommermonsun auslösenden Druckgebilde von Jahr zu Jahr sehr groß, woraus sich Schwankungen der Zeitpunkte und Ergiebigkeit von allergrößter wirtschaftlicher Tragweite ergeben.

Ebenso wie das Einsetzen des Monsuns ein meteorologisch außerordentlich spannendes Schauspiel ist, das mit schweren Gewitterböen beginnt, an die sich länger anhaltende Dauerregen anschließen, so ist auch das Monsunwetter nicht eintönig. Es gibt stets längere Unterbrechungen, aber dann entwickeln sich immer wieder neue Tiefdruckkerne, die mit der in der oberen Troposphäre herrschenden schwachen Ostströmung am Rande des tibetanischen Höhenhochs langsam nach Westnordwest driften.

Cherrapunjee gilt als der regenreichste Ort des indischen Monsunbereichs. Im Juli nimmt hier der Niederschlag im Mittel auf beinahe 3000 mm zu, und auch der August bringt es noch auf mehr als 2000 mm, der September hingegen nur noch auf 1250 mm. Im Oktober geht die Niederschlagsmenge schon wieder auf 400 mm zurück, aber erst im November beginnt mit knapp 50 mm die winterliche „Trocken“-periode. Die Niederschlagsverhältnisse dieses Ortes sind auf der Erde einmalig. 1899 sind dort nicht weniger als 16300 mm Regen gemessen worden, und 1861 soll es allein der Monat Juli auf mehr als 9000 mm gebracht haben: das sind 9000 Liter Wasser auf einen Quadratmeter. Kein Wunder, daß die Niederungen in der Umgebung zur Regenzeit weithin unter Wasser stehen. Dabei ist besonders bemerkenswert, daß Cherrapunjee nicht etwa am Fuße des Himalaja liegt, sondern auf einem 1200 Meter hoch gelegenen Plateau einer kleinen vorgelagerten Hügelkette, dem Khasi-Gebirge, hinter dem sich nochmals eine 150 km breite, vom Brahmaputra durchflossene Tiefebene erstreckt, bevor die Berggipfel des Himalaja beginnen. Die Luftbewegung, in Bodennähe etwa  $45^\circ$  gegen den tiefen Druck einströmend, ist aus dem Golf von Bengalen direkt gegen dieses kleine Gebirge gerichtet. Es kommt noch hinzu, daß ein Ausweichen nach Osten wegen der süd-nördlich verlaufenden Gebirgszüge des Arakan und Patkai unmöglich ist. Daß gerade diese niedrige Hügelkette im Vergleich zu den sich bis über 8000 Meter Höhe auftürmenden Gipfeln des Himalaja eine viel größere Regenintensität hervorruft, ist außerdem darauf zurückzuführen, daß wegen der Temperatur- und Feuchteabnahme mit der Höhe große Wasserdampfmen gen nur in tieferen Schichten vorhanden sein können.

Die zwar örtlich nicht so extrem hohen, aber infolge ihrer Ausdehnung noch gewaltigeren Regenmengen, die im Malaiischen Archipel einschließlich Neuguinea und über den östlich anschließenden pazifischen Inselgruppen niedergehen, haben alle gleichfalls einen ausgeprägten jährlichen Gang. Dieser ist je nach der örtlichen Lage der Stationen zu den Hauptstreichrichtungen der Gebirge und den wechselnden Monsunwinden aber sehr verschieden. Im Nordwinter, wenn das asiatische Hoch am stärksten entwickelt ist und sich gleichzeitig Australien am meisten erhitzt, stellt sich vorübergehend ein durchgehendes Druckgefälle vom Baikalsee in Si-

birien bis Nordaustralien ein. Nach Überschreiten des Äquators werden die Nordostwinde, die über dem Südchinesischen Meer bereits mit Feuchte gesättigt sind, in einen Nordwestmonsun verwandelt, der sich bis Australien durchsetzt und gleichfalls von starken Niederschlägen begleitet ist.

Die Verlagerung des tiefsten Luftdrucks bis beinahe 30° N läßt im Juli über dem Indischen Ozean ein breites Band südwestlicher und in der Höhe westlicher Winde entstehen, das zur Zeit seiner stärksten Entwicklung auch die Zirkulation der gesamten südlichen Hälfte Nordafrikas mit bestimmt und sogar mit dem Südwestmonsun der Guineaküste Verbindung aufnimmt. Dieses Westwindband ist ein reiner Monsuneffekt, hervorgerufen durch die Erwärmung Asiens bzw. der Sahara. Es gibt aber auch noch andere Ursachen für das gelegentliche Auftreten westlicher Winde in Äquatornähe. So z. B. das vor allen Dingen im Frühjahr zwischen dem westlichen Indischen Ozean und der Inseln einsetzende westöstliche Druckgefälle oder der nördliche Vorbeizug von tropischen Störungen im äquatorialen Teil des Westpazifischen Ozeans.

Tab. 10: Prozentuale Häufigkeit der Windrichtungen im asiatischen Monsunbereich (nach HAURWITZ-AUSTIN, S. 272)

Ort	Breite	Länge	Windrichtungen	Januar	Juli
Bombay	19° N	73° E	SE+S+SW+W	9	88
Calcutta	23° N	88° E	E+SE+S+SW	24	89
Aparrri (Philippinen)	18° N	122° E	SE+S+SW+W	23	66
Wladiwostok	43° N	132° E	E+SE+S+SW	2	86
Bulun	71° N	127° E	NW+N+NE+E	12	65

### 3.5.7 Der ostasiatische Monsun

In Ostasien sind die Witterungsgegensätze zwischen Sommer und Winter noch krasser als in Indien: fehlt doch die Abschirmung gegen die sibirische Kaltluft durch die hohen zentralasiatischen Gebirge weitgehend. Das Druckgefälle zwischen dem sibirischen Festland und dem warmen japanischen Meer ist in der kalten Jahreszeit derart groß, daß sich nur sehr selten milde Seewinde durchsetzen können. Es genügt schon die winterliche Abkühlung der Mandschurei, um die Temperaturen z. B. in Wladiwostok, das auf der gleichen Breite wie Rom liegt, im Januar auf einen Mittelwert von beinahe -15°C zu erniedrigen. Im Oktober fängt der kalte Nordwestwind dort zu wehen an, und vor April hört er nicht auf. Niederschlag fällt

dabei nur selten – im Durchschnitt aller drei Wintermonate zusammen kaum mehr als 30 mm – und meist ist der Himmel völlig wolkenlos, wenn auch oft staubgetrübt. Geradezu entsetzlich ist das Schneefegen, das den am Mittellauf des Amur entlang jagenden, nahezu ununterbrochenen Wintersturm begleitet, der in Chabarowsk die mittlere Januar-Temperatur auf  $-23^{\circ}\text{C}$  erniedrigt. Der Wind macht die Kälte dort viel weniger erträglich als in Zentralsibirien, wo es besonders in den zahlreichen, von Gebirgen allseitig umschlossenen Gebieten meist völlig windstill ist.

Im Mai ändert sich der Witterungscharakter grundlegend. Die Temperatur steigt an den Küsten des Japanischen Meeres bei vorherrschend feuchtem Südostwind auf Durchschnittswerte bis über  $20^{\circ}\text{C}$  im Hochsommer an. Dabei ist es ständig feucht und stark bewölkt, und die monatlichen Niederschlagssummen betragen jetzt allgemein mehr als 100 mm und steigen teilweise sogar, z. B. in Nagasaki, auf mehr als 300 mm an. Es ist ein ganz ähnliches Sommerklima wie an der Ostküste der Vereinigten Staaten, und die Lebensbedingungen sind im Sommer viel unangenehmer, als die meisten Europäer ahnen.

Ein wesentlicher Unterschied zum indischen Monsun besteht darin, daß sich die durch den Gegensatz Land-See verursachten Monsuneffekte in Ostasien in einer viel höheren Breitenlage und deshalb in einem schon zur Westwindzone gehörenden Gebiet abspielen, das sich in der mittleren Troposphäre im Winter bis  $15^{\circ}\text{N}$  ausdehnt. Dann liegt die Polarfront im allgemeinen weit südlich der Japanischen Inseln, und die Hauptniederschläge werden aus der über dem Japanischen Meer labilisierten sibirischen Polarluft beim Auftreffen auf die Küstengebirge von Honshu bei Temperaturen in Gefrierpunktnähe als viele Meter mächtige Schneedecke abgeladen. In Kanazawa beträgt die mittlere Niederschlagsmenge im Dezember bei einer Lufttemperatur von  $5,6^{\circ}\text{C}$  nicht weniger als 353 und in einzelnen Jahren sogar über 500 mm und im Januar bei  $2,5^{\circ}\text{C}$  noch 309 mm, und selbst in dem dann eine Durchschnittstemperatur von  $-1,1^{\circ}\text{C}$  aufweisenden Akita fallen durchschnittlich noch mehr als 100 mm nahezu ausschließlich als Schnee, während in Tokyo zur gleichen Zeit durchschnittlich nur 56 mm gemessen werden. Hier beginnt die für das Gedeihen der Reisernte so wichtige Zeit der Pflaumenregen (bai-u) Anfang Juni bis Mitte Juli. In China beginnt diese Regenperiode bereits im Mai, da dort die im Frühjahr nordwärts vorrückende Polarfront bereits einen Monat früher eintrifft. Lang anhaltende Niederschläge treten besonders ein, wenn die sie erzeugenden Polarfrontzyklonen von einem in der Höhe warmen nordpazifischen Hoch aufgehalten werden. Um Mitte Juli verschiebt sich schließlich der hochtroposphärische Hochdruckrücken aus den S. 48 erläuterten Gründen nach Norden hin bis nach Tibet. Dann rückt auch die durch Regenarmut gekennzeichnete Divergenzlinie des pa-



zifischen Hochs so nahe an Südjapan und Korea heran, daß sich dort bei Winddrehung von südlichen nach mehr östlichen Richtungen zeitweise trockenes Hochdruckwetter durchsetzt. Das wirkt sich vor allem im südlichen Japan durch eine vorübergehende, bemerkenswerte Abnahme der Niederschlagsintensität im Hochsommer aus. So fällt z. B. in Tokyo im Durchschnitt (Tab. 9) im Mai und Juni mehr Niederschlag als im Juli, in dem ein sekundäres Niederschlagsminimum deutlich ausgeprägt ist. Erst im September, wenn sich die Hochdruckbrücke wieder äquatorwärts zurückzieht, folgt das Hauptniederschlagsmaximum, das dann allerdings auch durch das herbstlich warme Meer und regelmäßig auftretende tropische Orkane mit herbeigeführt wird. An einigen südjapanischen Stationen wird das sekundäre sommerliche Niederschlagsminimum erst im August beobachtet.

Der vom Pazifischen Ozean bzw. vom Südchinesischen Meer her landeinwärts erfolgende Wasserdampftransport (Tab. 10) findet hauptsächlich auf der Vorderseite der meist von WSW nach ENE wandernden außertropischen Zyklonen statt, vor allem vor den meist von Südwesten heranrückenden Warmfronten, an denen die warm-feuchte pazifische Luft, häufig nach Überqueren des Gelben Meeres, längs einer kühleren Nordostströmung aufsteigt. Ein Teil der Luftfeuchtigkeit stammt auch schon vom Golf von Bengalen und wird über Südosttibet eingeschleust. Diese Verbindung der Niederschläge mit Fronten läßt es auch verständlich erscheinen, daß die Monsunzeit in Ostasien keine Zeit dauernder Regenfälle ist, worauf besonders LAUTENSACH hingewiesen hat. Frontalregen und gewitterartige Schauer wechseln vielmehr miteinander, wobei in China ebenso wie in Indien die Niederschlagsintensität von den tagsüber nicht ganz so heißen Küstenregionen zum überhitzten Landesinnern zunimmt und am Fuße der großen Gebirgsketten noch eine besondere Steigerung erfährt. Es kombinieren sich also frontale, konvektive und reliefbedingte Wirkungen beim Niederschlag des ostasiatischen Monsuns.

### 3.5.8 Der nordasiatische Monsun

Auch die nordasiatischen Gebiete weisen ein ausgesprochenes Monsunklima auf, das sich allerdings hinsichtlich der Witterung ganz anders äußert, auf alle Fälle aber zum unwirtlichsten gehört, was es auf der Erde gibt. Im Winter sind dort orkanartige Südweststürme entlang der Arktikfront häufig. Die niedrigsten Temperaturen werden zwar unmittelbar nach starken Einbrüchen arktischer Polarluft gemessen, empfunden jedoch wird die Kälte erst richtig bei dem dann meist kurze Zeit später einsetzenden Südweststurm, der die kälteste Luft wieder nach Nordosten zurückbe-

fördert. Im April setzen nicht minder kalte Nordoststürme ein, die die Mitteltemperatur auf der Taimyrhalbinsel selbst im Mai noch nahe  $-10^{\circ}\text{C}$  halten, zu einer Zeit, da sich die Luft sogar in Werchojansk im Mittel schon auf  $+2^{\circ}\text{C}$  erwärmt hat. Im Juli weist Werchojansk mit  $+16^{\circ}\text{C}$  die gleiche Mitteltemperatur auf wie die deutsche Nordseeküste. Jetzt genügt bereits der Temperaturogensatz zwischen dem Polarmeer, dessen Schmelzvorgänge keine Erwärmung über  $0^{\circ}\text{C}$  zulassen, und dem warmen asiatischen Kontinent, um nach einigen schönen Südwindtagen sofort wieder feuchte, nebelhaltige Nordluft nach Süden vorrücken zu lassen. Ende September sinkt die Temperatur bereits erneut unter den Gefrierpunkt, und es beginnt wieder die Zeit der Südweststürme.

### 3.5.9 Die Etesien

Die im Laufe des Jahres über Asien erfolgenden Druckänderungen sind derart groß, daß von ihnen auch die Strömungen über Südosteuropa noch in erheblichem Ausmaß beeinflußt und im Sommer eigene Zirkulationssysteme zwischen dem Mittelmeer und den es umgebenden Landmassen unterdrückt werden. So nimmt der Luftdruck im Juli von den Alpen bis zum Persischen Golf, wo er beinahe 20 mb geringer ist, recht erheblich ab, und beständige nördliche Winde über nahezu dem gesamten Mittelmeergebiet, Südosteuropa, Kleinasien, Arabien und Nordafrika sind die Folge. Im alten Griechenland wurden diese sommerlichen Nordwinde als *Etesien* bezeichnet, heute nennt man sie dort Meltemia. Sie sind im wesentlichen eine Folgeerscheinung des asiatischen Monsuntiefs und werden deshalb an dieser Stelle behandelt. Zum Bereich der Nordwinde gehören auch die Ukraine und die Sowjetrepubliken zwischen dem Kaukasus und dem Altaigebirge. Dabei fallen in Tiflis im Juli immerhin noch beinahe 80 und in Bukarest etwa 70 mm Niederschlag. Nach Überquerung der vorderasiatischen Gebirgszüge ist die Luft dagegen so stark ausgetrocknet, daß in Arabien und an den Küsten des Persischen Golfes bis zum Mündungsgebiet des Indus im Sommer fast kein Niederschlag fällt. Über Italien wird die sommerliche Trockenheit nicht nur durch die Barriere der Alpen, sondern auch durch die starke Ausprägung des von den Azoren bis nach Österreich verlaufenden Hochdruckkeils verstärkt, dessen Achse in der entscheidenden Höhe von 2000 m unmittelbar über dem Mittelmeer und im 5000-m-Niveau über Nordafrika liegt und dort eine stark absteigende Luftbewegung hervorruft. So fällt dort im Sommer bis etwa zum 20. Breitenkreis kein Tropfen Regen, und diese Ausdörrungszone, die schon in Süditalien beginnt, dehnt sich auch noch nach Spanien und Portugal hin aus, wo nur die am Atlantik gelegenen nördlichsten Küstenstriche davon ausgenommen werden.

Erst mit dem Aufhören dieser Einflüsse von asiatischem Monsun und Hochdruckrücken können sich im Winter im Mittelmeergebiet zyklonale Wetterlagen durchsetzen, und dann spielen auch örtliche Zirkulationen zwischen den kälteren Landmassen und dem warmen Mittelmeer eine Rolle, während im Sommer vor allem düsenartige Verstärkungen an Kaps und Inseln auftreten.

### 3.5.10 Monsunartige Erscheinungen in Europa

G. ROEDIGER bezeichnete die sommerliche Regenzeit Mitteleuropas als einen Monsun. Allerdings taucht der Name Monsun für europäische Strömungsverhältnisse bereits 1859 bei VETTIN auf, blieb damals aber unbeachtet. Es ist aber zu bedenken, daß es sich nicht um einen echten Monsun handelt, sondern lediglich um eine monsunartige Drehung des mittleren Windvektors um etwa  $30-40^\circ$ . Diese Winddrehung kommt dadurch zustande, daß sich im Winter zu der für unsere Breiten normalen Drift aus Westsüdwest noch ein durch den Temperaturabfall nach Osten erzeugter zusätzlicher, von Südost nach Nordwest gerichteter Windvektor addiert. Im Sommer wird bei kühlem Ozean und warmem Festland durch den umgekehrt verlaufenden Zusatzvektor der winterliche Südwestwind in einen Westwind mit einer kleinen Nordkomponente übergeführt. CONRAD hat es daher mit Recht abgelehnt, eine so geringfügige Drehung der mittleren Windrichtung bereits als Monsun zu bezeichnen; er fordert als „Monsunwinkel“ eine Mindestdrehung von  $120^\circ$ . Dabei ist über die Genese dieser Drehung noch nichts ausgesagt.

Mit diesem Westwind gelangt atlantische Luft aus Breiten, in denen die Wassertemperatur auch im Sommer nicht viel über  $15^\circ\text{C}$  ansteigt, zu uns. Sie wird meist von Zyklonen begleitet, die mit der in der Höhe auch in der warmen Jahreszeit gut ausgeprägten Westdrift weit nach Europa hineinwandern und ihre Feuchtigkeit teils in Form von Gewittern beim Einbruch der kühleren Luft, teils auch als Kaltluftschauer und als Landregen abladen. So kommt es, daß in Mitteleuropa, wofür in Tab. 9 München als Beispiel aufgeführt ist, im Sommer eine zwei- bis dreimal höhere Niederschlagsmenge fällt als im Winter. Glücklicherweise ist das Wetter dabei im allgemeinen nicht so trübe wie in der kalten Jahreszeit, sondern es sind immer kürzere Aufheiterungsperioden dazwischengeschaltet. Bei größerer, konvektiv bedingter Ergiebigkeit ist die Zahl der Regentage im Sommer kleiner als im Winter.

Die Alpen bilden vielfach eine ausgeprägte Wetterscheide. Bei sommerlichen Nordwestwetterlagen gehen im bayerischen Oberland Dauerregen nieder, bei denen 50 oder gar 100 mm Niederschlag am Tag keine Selten-

heit sind. Zugleich ist es südlich des Zentralkammes bei Nordföhn sonnig und warm. Bei schwächerer Ausprägung des Nordwestwindes werden häufig schon die Mittelgebirge von der feuchten Seeluft nicht überschritten, so daß in Süddeutschland warmes und sonniges Wetter vorherrschen kann, wenn es im Norden kühl und trübe ist. Südostwärts wandernde Schlechtwettergebiete können gelegentlich noch die ungarische Tiefebene und den Norden Jugoslawiens erreichen, lösen sich dann aber über der Adria spätestens in der Höhe von Split auf. Bei ruhiger Wetterlage entwickeln die Zentralalpen ein eigenes Witterungsgepräge, worauf besonders FLIRI hingewiesen hat.

### 3.5.11 Gliederung des Jahres in Mitteleuropa nach Witterungsregelfällen

Wenn auch das asiatische Monsuntief zweifellos am sommerlichen Durchbruch der feuchten Seeluft beteiligt ist, so hat doch die Untersuchung der über der ganzen Nordhalbkugel von Monat zu Monat sich vollziehenden Druckänderungen durch INGRID JACOBS-HAUPT ergeben, daß auch die sich über Nordeuropa abspielenden Druckschwankungen einen wesentlichen Beitrag zum Mechanismus des „europäischen Monsuns“ leisten. Um das zu verdeutlichen, sollen die über Europa im Laufe des Jahres erfolgenden mittleren Druckänderungen nebst ihrer Begleitwitterung noch etwas eingehender besprochen werden. Man nennt diese regelmäßig kalendergebunden wiederkehrenden Besonderheiten des Wettergeschehens *Witterungsregelfälle* (FLOHN und HESS). Der bisher und im Auslande seit SCHMAUSS' erster Arbeit darüber geläufige Fachausdruck „Singularität“ ist wenig glücklich gewählt und sollte daher durch Regelfall (oder Regularität) ersetzt werden.

Im *Januar* erreicht die Zyklonentätigkeit über dem Atlantik, immer wieder angefacht durch den Zusammenprall von kanadischen Kältewellen mit Warmluftvorstößen aus dem Golfstromgebiet, ihren Höhepunkt. Gelegentlich gelingt es auch dem asiatischen Hoch, bis nach Europa vorzustoßen oder über Fennoskandien baut sich eine eigene Hochzelle auf, so daß hier im langjährigen Durchschnitt um Mitte Januar die tiefsten Temperaturen erreicht werden (*Mittwinter*).

Im *Februar* nimmt die Stärke der Westwinde bereits merklich ab. Der Luftdruck beginnt innerhalb des nordhemisphärischen subtropischen Hochdruckgürtels, wo die Erwärmung zuerst einsetzt, zu fallen. Zugleich entsteht ein immer stärker werdendes Polarhoch. Dadurch wird im Februar ein nach Westen gerichteter Anbau des russischen Hochs eher begünstigt als im Januar. Aus diesem Grunde erfolgte in den letzten Jahrzehnten häufig um den 10. Februar herum ein großer Kaltlufteinbruch nach Mitteleuropa (*Nachwinter*).



Zum März setzen sich die Druckänderungen in gleicher Richtung fort. Wenn ein Winter bis dahin von Ostwindlagen verschont blieb, dann setzen sie im März mit großer Wahrscheinlichkeit ein. Bei klarem Wetter vermag die Sonne vor allem die westlichen Teile Deutschlands, die durch die Mittelgebirge gegen östliche Kaltluft schon einen erheblichen Schutz genießen, mittags stark zu erwärmen. So wird eine Ostwindwetterlage um Mitte März im allgemeinen als *Vorfrühling* angesehen.

Im April zeigt das Barometer bei uns im Durchschnitt vieler Jahre die niedrigsten Luftdruckwerte. Quer durch Mitteleuropa hindurch bildet sich jetzt häufig eine von Norden nach Süden verlaufende Tiefdruckrinne aus. Auf ihrer kalten Westseite dringt grönländische Polarluft leicht ins Mittelmeergebiet und gelegentlich sogar bis nach Nordafrika vor. Dies gibt zur Entwicklung von Saharatiefs Anlaß, die einen warmen Gegenstrom in Bewegung setzen und gelegentlich in Begleitung von Sandstürmen, eines regenbringenden Schirokko an den Küsten der Adria sowie eines *Blutregens*<sup>1</sup> bis nach Mitteleuropa gelangen und hier nach den vorangegangenen typischen Aprilschauern zumindest den östlichen Teilen Deutschlands die ersten warmen Tage bescheren.

Im Mai setzt sich das polare Drucksteiggebiet südwärts in Bewegung, und zum anderen verlagert sich der Schwerpunkt des hohen Luftdrucks endgültig von Osteuropa zum Atlantik. So ist der Mai neben dem September der einzige Monat, in dem sich quer durch Mitteleuropa in west-östlicher Richtung eine Hochdruckbrücke erstreckt und größte Wahrscheinlichkeit für schönes Wetter besteht. Insbesondere die letzte Maipentade ist im statistischen Mittel signifikant durch sonnenreiche Witterung belegt.

Im Juni erreicht nicht nur der Luftdruckfall über dem Persischen Golf das stärkste Ausmaß, sondern nun erniedrigt sich auch der Barometerstand über der gesamten Arktis um 2–5 mb. Im Bereich der Azoren setzt sich dagegen der Druckanstieg fort und greift von dort bis zum westlichen Mittelmeergebiet über. Diese drei Vorgänge haben eine erheblich verstärkte Nordwestkomponente des Windes zur Folge, und es beginnt um den 5. Juni der einzige wirklich kalendergebundene und mit ziemlicher Regelmäßigkeit jedes Jahr wiederkehrende Witterungswechsel. Er ist so ausgeprägt, daß die täglichen Normalwerte der Temperatur von da an bis zum 15. Juni ständig zurückgehen und erst am Ende des Monats wieder die gleichen Durchschnittswerte wie zu Anfang erreichen. Dieses Phänomen, im Volksmund als „*Schafskälte*“ bezeichnet, weil es den frischgeschorenen Schafen oft übel mitspielt, kann als monsunartig gedeutet werden, weil es in wesentlichem Maße eine Folgeerscheinung der fortschreitenden Erwärmung des Kontinents ist.

<sup>1</sup> So genannt wegen der durch Beimengung von Wüstenstaub hervorgerufenen rötlichen Färbung des Niederschlags.

Im *Juli* greift die Druckabnahme auch auf die Britischen Inseln über. Das bedingt eine Verstärkung der Westkomponente des Windes über Mitteleuropa. Auch erwärmt sich durch den hohen Sonnenstand das Wasser der Nord- und Ostsee sowie des Nordatlantiks stetig und läßt die Lufttemperatur bis Mitte Juli weiter ansteigen. Sobald sich selbständige Hochdruckzellen vom Azorenhoch ablösen und nach Europa verlagern, entwickeln sich hier Hitzeperioden, die aber nur in Ausnahmejahren längere Zeit anhalten. Die Niederschlagsintensität erreicht jetzt in Deutschland mengenmäßig ihr Maximum.

Im *August* beginnt der Luftdruck über Asien wieder zu steigen, während nun über dem gesamten Atlantik Druckabnahme erfolgt. Die mittlere Windrichtung über Mitteleuropa schwenkt etwas nach Südwest. Die Witterung über dem mitteleuropäischen Festlande wird ruhiger, gegen Monatsende treten oft Schönwetterperioden auf, die zur Septemberwitterung überleiten.

Im *September* verharnt hoher Luftdruck meist längere Zeit über Mitteleuropa. Das sind die schönen Tage des *Altweibersommers*, der seinen Höhepunkt in den letzten Septembertagen zu erreichen pflegt und der neben der Schafskälte die zweite mit besonders großer Regelmäßigkeit wiederkehrende jahreszeitlich gebundene Witterungseigentümlichkeit im Klima Mitteleuropas darstellt.

In Süddeutschland wiederholt sich häufig nochmals eine Hochdruckphase um Mitte *Oktober*. An den Küsten der Nordsee haben zu dieser Zeit schon längst die ersten schweren Herbststürme eingesetzt.

Mit weiter fortschreitender Abkühlung entwickeln sich vom *November* an in den in der Höhe warmen Hochdruckgebieten durch Abkühlung in Bodennähe dichte Nebelfelder, die den gesamten Verkehr erheblich behindern. Über dem Atlantik nimmt die Sturmtätigkeit hingegen immer weiter zu, und bei Island sinkt der Luftdruck ständig tiefer.

Um Mitte *Dezember* löst sich von dem sibirischen Hoch in vielen Jahren eine bis nach Europa wandernde Zelle ab, deren Wirkung häufig durch das zyklonale *Weihnachtstauwetter* wieder beendet wird.

In den einzelnen Jahren kann der Witterungsablauf in wesentlichen Punkten abweichen. Teilweise sind solche Abweichungen sicher das Ergebnis zufällig eintretender Konstellationen, teilweise mögen aber auch übergeordnete Einwirkungen einer geänderten allgemeinen Zirkulation, etwa durch besondere Vorgänge in der Erdatmosphäre oder auf der Sonne verursacht, daran beteiligt sein. Die „Zuverlässigkeit“ der Regelfälle ist daher auf längere Sicht nicht konstant. So haben z. B. die „Eisheiligen“ in den letzten Jahrzehnten an Pünktlichkeit eingeüßt.

### *3.5.12 Monsunartige Erscheinungen und Besonderheiten der Witterung in Nordamerika*

Auch in Nordamerika gibt es ähnliche monsunartige Erscheinungen wie in Eurasien. Es überwiegen im Sommer z. B. an der Ostküste die Seewinde gegenüber den Landwinden, was sich in Washington in einer Zunahme der Winde aus der E- bis SW-Richtung von 37% im Januar auf 54% im Juli auswirkt. Aber in Anbetracht der Größe dieses Kontinents sind die Monsuneffekte doch auffallend gering. Dies muß in erster Linie auf die im Vergleich zum Himalaya wesentlich geringere Gebirgshöhe und die bei weitem nicht so ausgeprägte Geländeneigung zurückgeführt werden. Ein eigentliches Hitzetief kann sich im Sommer nur in der lediglich vom Kalifornischen Golf her zugänglichen Ebene des unteren Colorado halten, wobei sich darüber in der Höhe besonders hoher Druck ausbildet. Er weist ebenso wie sein pakistanisches Gegenstück in seinem Zentrum absolute Dürre auf.

An der Westseite dieses kalifornischen Hitzetiefs entwickelt sich aus dem Zusammenwirken verschiedener geographischer Einflüsse aber eine so auffallende Witterungsanomalie, daß diese etwas eingehender geschildert werden muß. Dort erreichen die Temperatur- und daher auch die Luftdruckunterschiede nämlich im Hochsommer ein Ausmaß wie kaum irgendwo anders auf der Erde. In Red Bluff am Sacramento beträgt die mittlere Juli-Temperatur z. B. 27,2°C, weniger als 150 km davon entfernt an der Küste südlich von Kap Mendocino dagegen noch nicht einmal 14°C. Das ist der gleiche Gegensatz, wie er in Europa im Sommer erst auf einer Entfernung von beinahe 3 000 km zwischen Sizilien und der westnordwestischen Küste auftritt. Der auf den Meeresspiegel reduzierte Luftdruck beträgt zugleich in Red Bluff im Juli 1 010,6 mb und in Yuma am unteren Colorado im Juni sogar nur 1 006,6 mb, während gleichzeitig an der Küste in San Francisco 1 014,1 mb und in San Diego 1 012,8 mb gemessen werden. Daraus errechnet sich ein Luftdruckunterschied von 3 mb auf 100 km Horizontalabstand. Das ist beinahe ein doppelt so großer Gradient wie er in der Hauptsturmzone der Südhemisphäre maximal auftritt. Ein beständiger, starker Nordwestwind entlang der gesamten kalifornischen Küste, der in der Bucht von San Francisco in die West- bis Südwestrichtung ein dreht, ist die Folge. Da zugleich auf dem freien Pazifischen Ozean, fernab von der kalifornischen Küste, der beständig wehende Nordostpassat mit dem durch die Wirkung der Corioliskraft um etwa 45° nach rechts abgelenkten Oberflächenstrom erhebliche Wassermassen direkt nach Westen entführt, ist im Kalifornienstrom eine ausgeprägte Stromfelddivergenz an der Ozeanoberfläche die unmittelbare Folge. Es gelangt dadurch so viel Tiefenwasser zum Aufquellen, daß die Meerestemperaturen bei Kap Men-

docino im Mai tiefer liegen als im Winter und als gleichzeitig weiter im Norden an der Küste von Oregon. G. SCHOTT gibt für Blunts Reef bei Kap Mendocino eine mittlere Juli-Oberflächentemperatur des Meeres von nur  $10^{\circ}\text{C}$  an. In San Francisco verharzt die mittlere Lufttemperatur von Juni bis August wegen zäher Hochnebeldecken bei  $14^{\circ}\text{C}$ ; sie steigt erst im September mit dem Erlahmen der Monsunströmung auf  $15,5^{\circ}\text{C}$  an. Die Juli-Temperatur liegt dort um mehr als  $12^{\circ}\text{C}$  tiefer als die Durchschnittstemperaturen, die in etwa gleicher Breite in Sizilien und Südspanien gemessen werden. Da die kalte Seeluft in der Höhe von trockener, warmer Luft überweht wird, ist es gleichzeitig nahezu vollständig regenlos.

Diese große kalifornische Witterungsanomalie hat einige unangenehme Folgen. Die von Nordwesten aus dem einige Grad wärmeren Golf von Alaska heranwehende und daher Taupunktwerte um etwa  $15^{\circ}\text{C}$  aufweisende Luft wird über dem vor der nordkalifornischen Küste kälteren Wasser unter den Sättigungspunkt abgekühlt. Aus diesen Gründen gehören die Meeresgebiete vor der kalifornischen Küste im Sommer zu den nebelreichsten der Welt.

Auch vor einigen Teilen der Ostküste Nordamerikas erschweren während des ganzen Sommers dichte Nebel die Schifffahrt. Sie bilden sich über den Kaltwassergebieten des Labradorstromes, wenn der sich erwärmende amerikanische Kontinent die atlantische Luft von Südosten und Süden her ansaugt, und sind daher auch eine Folge des Monsuneffektes.

Weiter im Süden, wo der Labradorstrom endet und statt dessen der bis zu  $20^{\circ}\text{C}$  wärmere Golfstrom die Küsten bespült, ist ebenso wie in Ostasien im Sommer eine ganz leichte Luftbewegung aus südlichen Richtungen vorherrschend. Das Sommerklima zeichnet sich daher im gesamten, der warmen Golf Luft frei zugänglichen Osten der Vereinigten Staaten in erster Linie durch seine Schwüle und den damit verbundenen Gewitterreichtum aus. Die warm-feuchte Golf Luft wird dabei häufig in größerer Höhe von trockener und etwas kühlerer, vom Pazifischen Ozean stammender Luft überweht, oder polare Kaltluft bricht heftig in sie ein, wobei sich die gefürchteten *Tornados* entwickeln. Dies sind Wirbel von einigen hundert Metern Durchmesser, in denen der Luftdruck so viel geringer ist, daß in ihnen der Wasserdampf kondensiert und der Tornado daher als ein drohender, aus der Wolke herabhängender Rüssel sichtbar wird. Die Zerstörungskraft eines Tornados ist noch größer als die eines Hurrikans, aber enger begrenzt. Es ist ein besonderer Warndienst eingerichtet und Verhaltensmaßregeln werden an die Bevölkerung des hauptsächlich betroffenen Mississippibeckens verteilt.

Auch das Winterwetter der mittleren und östlichen Vereinigten Staaten sowie der angrenzenden Gebiete Kanadas weist seine Besonderheiten auf. Bei dann vorherrschenden ablandigen Winden ist der Himmel zwar im



Gegensatz zu dem so häufig trüben Winterhimmel West- und Mitteleuropas, wo die Westwinde feuchte Atlantikluft heranwehen, aber übereinstimmend mit dem ostasiatischen Festlande vielfach heiter und die Luft trocken und kalt, aber diese schönen Perioden werden immer wieder nach ganz kurzer Zeit von starken Niederschlägen, Regenfällen, Glatteis und Schneestürmen abgelöst. Im Mittel ist die Westwinddrift in Nordamerika erheblich stärker ausgeprägt als über Europa. Das Wetter ist deshalb auch viel unbeständiger. Ostwindlagen kommen selten vor, am ehesten noch in Labrador, wo die milde atlantische Luft dann aber nicht allzu weit über die kalte Schneedecke hinweg binnenwärts vorzudringen vermag. Immer wieder gerät die warme Golf Luft in Kontakt mit der aus dem kalten kanadischen Gebiet nach Süden herauswehenden Luft, und es können sich dabei Temperaturunterschiede ausbilden, wie sie in Europa unbekannt sind. Das Ausmaß der Wärmegegensätze wird verständlich, wenn wir uns vor Augen halten, daß die mittlere Januar-Temperatur an der südlichen Hudson Bay, also in der Breite Norddeutschlands, unter  $-20^{\circ}\text{C}$  liegt, während sie auf Florida zur gleichen Zeit mehr als  $+20^{\circ}\text{C}$  beträgt.

Am 7. Februar 1933 gingen z. B. auf der Ostseite eines über dem mittleren Mississippi angelangten Tiefs in St. Louis bei  $+16^{\circ}\text{C}$  tropische Gewitter nieder, während gleichzeitig nur 200 km weiter nordwestlich bei einer Temperatur von  $-20^{\circ}\text{C}$  ein furchtbarer Schneesturm wütete. Galveston an der Golfküste wurde am nächsten Tage von dieser Kältewelle erreicht, wobei die Temperatur dort innerhalb von 24 Stunden von  $+20^{\circ}\text{C}$  auf  $-10^{\circ}\text{C}$  stürzte. Häufig schiebt sich feuchtwarme atlantische Luft in der Höhe über kalte Festlandsluft, und dann können Starkregen bei Temperaturen weit unter dem Gefrierpunkt zu verheerender Glatteisbildung führen oder Schneefälle – dort *Blizzard*<sup>1</sup> genannt – von einem Ausmaß hervorrufen, das für europäische Verhältnisse kaum vorstellbar ist und in einem derartig motorisierten Land außerordentlich schwerwiegende Folgen für den Verkehr nach sich zieht.

Schließlich sei noch auf den ruhigen, antizyklonal beeinflussten sonnigen Frühherbst des östlichen Nordamerika, den *Indian summer*, hingewiesen, der unserem Altweibersommer entspricht. Die leuchtend blutrot bis orangefarbenen Laubbäume verleihen dann der Landschaft einen ähnlich ästhetisch fesselnden Aspekt wie in Ostasien oder in Nordskandinavien.

<sup>1</sup> Der Name ist eine Verstümmelung des deutschen Wortes „blitzartig“ und weist auf die Plötzlichkeit des Auftretens hin.

### 3.5.13 Die Monsune Afrikas

Mit der Nordwärtsverlagerung der tropischen Tiefdruckrinne in die Sahara kommt vor allem an der westafrikanischen Guinea-Küste, etwa von Kamerun bis zum Kap Verde, im Sommerhalbjahr ein ausgeprägter, aus dem Südostpassat der Südhalbkugel gespeister und nach Überschreiten des Äquators um etwa  $90^\circ$  nach rechts umbiegender Südwestmonsun zum Durchbruch, der dort ebenso wie in Indien die eigentliche Regenzeit einleitet und dessen letzte Ausläufer sich bis zum Sudan hin bemerkbar machen, wo z. B. in Khartum im Juli und August nach Winddrehung auf Süd bis Südwest durchschnittlich mehr als 50 mm Regen fallen. Zur gleichen Zeit lassen die Niederschläge an den Küsten des Guinea-Golfes merklich nach.

Auf diese besondere Eigenart des Klimas über dem Golf von Guinea muß noch eingegangen werden. Wie aus der bereits mehrfach erwähnten jahreszeitlichen Druckveränderung hervorgeht, ist der Golf von Guinea nämlich das einzige äquatoriale Gebiet, wo der Luftdruck im Laufe des Jahres im Mittel um mehr als 5 mb schwankt, ein Betrag, um den er dort im Juli höher ist als im Januar. Dieser Druckanstieg erstreckt sich nach Norden hin bis zur afrikanischen Küste. Er bringt vor allem an der Küste von Ghana und hauptsächlich im August eine antizyklonale, kühle Witterungsphase, verbunden mit einer ausgeprägten Trockenzeit. Die Ursache für diese Anomalie ist auf das Zusammenwirken mehrerer Faktoren zurückzuführen. Zunächst befördert der im Südwinter merklich kältere und stärker ausgeprägte Benguela-Strom einige Grad tiefer temperiertes Oberflächenwasser bis über den Äquator hinweg nach Nordwesten. Die damit verbundene Erhöhung des Luftdrucks verstärkt das südnördliche Luftdruckgefälle von der Elfenbein-Küste bis zum Mündungsdelta des Niger, und vor allem mittags sind wesentlich verstärkte südliche bis südwestliche Seewinde die Folge. Mit ihnen gelangt der ostwärts setzende Guinea-Strom zur stärksten Entwicklung, und vor allem im Lee des Kaps Three Points wird noch lokal kaltes Tiefenwasser mit nach oben gerissen, das die Lufttemperaturen entsprechend beeinflusst. Stratiforme Bewölkung kühler Meeresgebiete gibt nun der Witterung das Gepräge, und bei stabiler Vertikalschichtung kommt es nur noch selten zu leichten Niederschlägen.

Im Winter dauert diese SW-Strömung auf einem schmalen Küstenstreifen, wo das Land auch dann wärmer ist als die See, meist fort. Im übrigen beherrscht dann der trockene, aus der Sahara herauswehende und als *Harmattan* bezeichnete Nordostpassat die Witterung. Vielfach sind die Luftdruckunterschiede zwischen den nördlichen und den südlichen Teilen der Sahara so groß, daß der Passat über der Wüste auf Sturmesstärke auffrischt und soviel Staub aufwirbelt, daß die Sonne noch weit auf See hin-

aus stark getrübt erscheint. Deshalb wurde das Meeresgebiet westlich der Sahara als „*Dunkelmeer*“ bezeichnet. In einigen Fällen haben Schiffe sogar noch 3 000 km vor der Küste eine Ablagerung von Saharastaub festgestellt.

An der Ostküste Afrikas bildet sich kein eigenes Monsunsystem aus. Südlich des Äquators pendelt der Wind nur zwischen der normalen Passatrichtung Südost im Südwinter und einer durch ein sommerliches südafrikanisches Hitzetief hervorgerufenen Nordostströmung. Nördlich des Äquators werden die Winde über Ostafrika völlig durch das asiatische Monsunsystem bestimmt, dessen Einwirkung auf die Niederschlagsverhältnisse bereits bei Besprechung der afrikanischen Regenzeiten erläutert wurde.

#### 3.5.14 Die Monsunsysteme Australiens

Verglichen mit den anderen Kontinenten ist Australien ziemlich klein, so daß eigentlich keine starken Monsuneinwirkungen zu erwarten wären. Doch spielt hier die Wechselwirkung mit dem asiatischen Kontinent eine große Rolle. Während des Nordwinters entwickelt sich das Haupthitzgebiet der Erde im Inneren Australiens. Schon im November weist die auf  $15\frac{1}{2}^{\circ}$  S,  $128^{\circ}$  E gelegene Station Wyndham mit  $31,9^{\circ}\text{C}$  die höchste Mitteltemperatur der Erde auf, und von Dezember bis Februar ist es in Marble Bar ( $21^{\circ}$  S,  $120^{\circ}$  E) mit Mittelwerten zwischen  $33^{\circ}\text{C}$  und  $34^{\circ}\text{C}$  am wärmsten. Dadurch nimmt dort, wo sich im Südwinter die Achse des südhemisphärischen Hochdruckrückens entlangzieht, der Luftdruck im Südsommer am stärksten ab. Es bildet sich in diesem Gebiet zwischen Nordaustralien und Indonesien ein eigener Tiefkern, von dem aus der Luftdruck bis zum Innern des asiatischen Kontinents zunimmt. Dadurch wird der über ganz Südasien wehende Nordostwind über den Äquator herübergesogen. Er wird schon in der Äquatorialzone mit dem Erlahmen der ablenkenden Kraft der Erdrotation zum Nordwind und dann auf der Südhemisphäre mit der dort erfolgenden Ablenkung nach links, nachdem er sich auf dem langen Wege über das im Jahresmittel wärmste Meeresgebiet der Erde mit Wasserdampf vollgesogen hat, zum regenbringenden Nordwestmonsun umgebogen. In der Torresstraße zwischen Neuguinea und Australien weisen dabei im Januar 69% der Winde eine Nordkomponente auf, während im Juli mit 98% nur die Passatrichtung Südost vorkommt. Schon im März verlagert sich das größte Hitzegebiet wieder auf die Nordhalbkugel, wo zwar bis zum Mai der Ort Niamey, am Niger auf  $13\frac{1}{2}^{\circ}$  N,  $2^{\circ}$  E gelegen, mit Mitteltemperaturen etwas über  $35^{\circ}\text{C}$  den Wärmerekord hält, aber doch Südasien nur wenig übertrifft. Der damit wieder zum

Durchbruch gelangende Südostpassat geht umgekehrt nach Überschreiten des Äquators direkt in den Südwestmonsun über. Je nach der Lage der sich entgegenstellenden Gebirgszüge sind die Niederschlagszeiten dabei in Indonesien sehr unterschiedlich über das Jahr verteilt.

### 3.6 Der Einfluß der Atmosphäre auf die Meeresströmungen

Bei der Besprechung der Feuchtluftwüsten und der Besonderheiten des kalifornischen Sommerklimas hat sich bereits gezeigt, welchen Einfluß die durch die Winde ausgelösten Meeresströmungen rückwirkend auf die Atmosphäre haben können. Insbesondere ist die Wassertemperatur stärkstens für die Temperatur der darüber befindlichen Luft verantwortlich. Es sollen hier die wichtigsten Grundzüge der Wechselwirkung zwischen Meer und Atmosphäre wenigstens gestreift werden.

Die beständigen Passatwinde rufen auf allen drei Ozeanen in beiden Hemisphären ebenso beständige, nach Westen setzende Meeresströme, die *Nord-* bzw. *Südäquatorialströme* hervor. Nur der Indische Ozean macht eine Ausnahme, da dort im Nordsommer der Nordäquatorialstrom durch einen vom Südwestmonsun angefachten, nach Osten gerichteten *Monsunstrom* abgelöst wird.

Die zwei Hochzellen auf der nördlichen und die drei auf der südlichen Hemisphäre verursachen sämtlich warme Meeresströme auf ihrer West- und kalte auf ihrer Ostseite. Dabei werden die Temperaturen der kalten Ströme im Atlantischen und Pazifischen Ozean durch Auftriebwasser noch zusätzlich erniedrigt.

Polwärts geraten die warmen Stromzweige der Westseiten der ozeanischen Hochdruckzellen sowohl im Nordatlantik als auch im Nordpazifik in direkten Kontakt mit den vom Island- bzw. Aläutentief in Bewegung gesetzten kalten Gegenströmen. Dabei bilden sich ebenso wie in der Atmosphäre scharfe Grenzlinien zwischen den verschiedenen Wasserarten aus, die in Analogie zur Atmosphäre als *ozeanische Polarfronten* bezeichnet werden.



## 4 Klimaklassifikationen

Klimaklassifikationen geben das vielgestaltige Ineinander der Klimaelemente und Klimafaktoren und deren Wirkungen auf die Erdoberfläche in Klimatypen wieder, die ihrerseits als Klimagürtel, Klimazonen, Klimabiete usw. ihren kartographischen Niederschlag finden. Individuelle Klimate einzelner Landschaften der Erde werden zu Einheiten zusammengefaßt, die in ihren wesentlichen Eigenschaften bzw. ihren Inhalten gleichartig oder wenigstens ähnlich sind (homologe Klimatypen). Als Ziel muß dabei angestrebt werden, das Geschehen in der Atmosphäre mit den Wirkungen auf der Erdoberfläche zu verknüpfen.

Die Fülle der bereits vorliegenden Klimaklassifikationen zeigt, daß viele Wege beschritten werden können. Meist haben fachspezifische Anliegen Ziele und Methoden bestimmt. Zwei Gruppen von Klimaklassifikationen lassen sich unterscheiden: solche, die aus dem dynamischen Geschehen in der Atmosphäre abgeleitet sind oder solche, die sich an den Wirkungen auf der Erdoberfläche orientieren. Während bei genetisch-dynamischen Klassifikationen das aus dem Energiehaushalt resultierende dreidimensionale Windfeld (atmosphärische Zirkulation) für die typisierende Raumgliederung herangezogen wird, sucht man bei effektiven Klassifikationen die Indikatoren des Klimas, z. B. Vegetation oder Hydrographie, durch Klimaparameter in Form von Grenzwerten, Häufigkeitswerten, Indices usw. zu beschreiben und als räumliche Klimateinheiten auszuweisen.

Bisher war es wegen der Datenlage kaum möglich, alle theoretischen und physikalischen Ansprüche, die man an eine Klassifikation stellt, für eine globale Darstellung zu verwirklichen. TERJUNG und LOUIE (1972) haben einen ersten Versuch unternommen, die Energiebilanz der Erde für eine Klassifikation zu verwerten. Sie bauen ihre Klassifikation auf einer vereinfachten Wärmebilanzgleichung der Erde (nach BUDYKO 1963) auf. Ihre Weltkarte enthält 62 verschiedene Energiebilanzklimate, die in sechs Gruppen zusammengefaßt werden. Die Autoren benutzen zur Berechnung die Energiebilanzgleichung die Formel:  $R + F_{\downarrow} = LE_{\uparrow} + H_{\uparrow} + F_{\uparrow}$ .  $R + F_{\downarrow}$  ist die eingestrahelte Energie, die aus der Nettostrahlungsbilanz ( $R$ ) und der zugestrahlten fühlbaren Wärme ( $F_{\downarrow}$ ) besteht. Die Energieabgabe

wird durch die latente Verdampfungswärme ( $LE\uparrow$ ), die fühlbare Wärme ( $H\uparrow$ ) und die Wärmeabgabe des Ozeans ( $F\uparrow$ ) angegeben. Aus neun Einzelkarten der verschiedenen Energieterme erhalten sie durch Überlagerung eine Karte der Klimate nach ihrem Energieinhalt.

Die *makrotropischen A-Klimate* sind Gebiete maximaler Energieaufnahme bei geringer Schwankung und hohen absoluten Werten. Dieser Klimatyp wird im Aw-Bereich nach KÖPPEN angetroffen. Die subtropischen B-Klimate haben eine hohe Energieeinnahme bei einer mittleren Schwankung. Dieser Typ umgreift nach KÖPPEN die Cfa, Cwa, Cs, BW und die BS-Klimate. Den *C-Klimaten der mittleren Breiten kontinentaler* Prägung eignen große Energieeinnahmen bei zugleich großen Schwankungen der eingehenden und ausgehenden Energie. Die D-Klimate, als mesotropische Klimate bezeichnet, weisen eine mittlere Energieaufnahme bei einer sehr geringen Energieschwankung auf. Diese Klimate entsprechen weitgehend dem Af-Klima nach KÖPPEN. Die *E-Klimate* sind *maritime* Klimate überwiegender zyklonaler Transporte von Energie. Sie sind charakterisiert durch mittlere Energieeinnahmen und mittlere Energieausgaben bei mäßigen Schwankungen. Die *polaren G-Klimate* nehmen minimale Energiemengen auf bei halbjährlich großem Einnahmeschwankungsbetrag. Dieser Bereich entspricht weitgehend dem Klima des ewigen Eises.

Die unmittelbare Wirkung der räumlichen und zeitlichen Varianz der Strahlung auf die Atmosphäre, wie sie in dieser Klassifikation deutlich wird, führt zu dem System der Zirkulationsgürtel als Grundlage einer Klimaklassifikation.

Bereits HETTNER hatte für seine Klassifikation 1911 das atmosphärische Windfeld als Grundlage angesehen. FLOHN hat 1950 ein Schema der Klimazonen dargelegt, das auf der Zirkulation aufbaut (Abb. 11). Er unterscheidet sieben genetische Gürtel, von denen er vier als stetige und drei als alternierende Klimazonen bezeichnete, je nachdem die jahreszeitliche Verlagerung der Wind- und Luftdrucksysteme ganzjährig gleichbleibende oder jahreszeitlich wechselnde Witterungszonen hervorruft.

ALISSOW hatte 1936 in ähnlicher Weise die mittlere Häufigkeit der Luftmassen und Fronten für eine Klimaklassifikation herangezogen. Die atmosphärische Zirkulation ist auch die Grundlage der Klassifikationen von NEEF (1954), KUPFER (1954) und HENDL (1960).

Die meisten bisherigen genetischen Einteilungen sind in Erdkarten kleiner Maßstäbe, z. B. 1:50 Mill., dargestellt worden. Der praktische Klimatologe benötigt aber exakte, zahlenmäßige Aussagen für bestimmte Gebiete und Örtlichkeiten in regionalen oder sogar lokalen Maßstäben.

Hier geben nur Klassifikationen, deren Klimagebiete nach Wirkungsmerkmalen definiert sind, einen detaillierten Einblick. So erlaubt es das

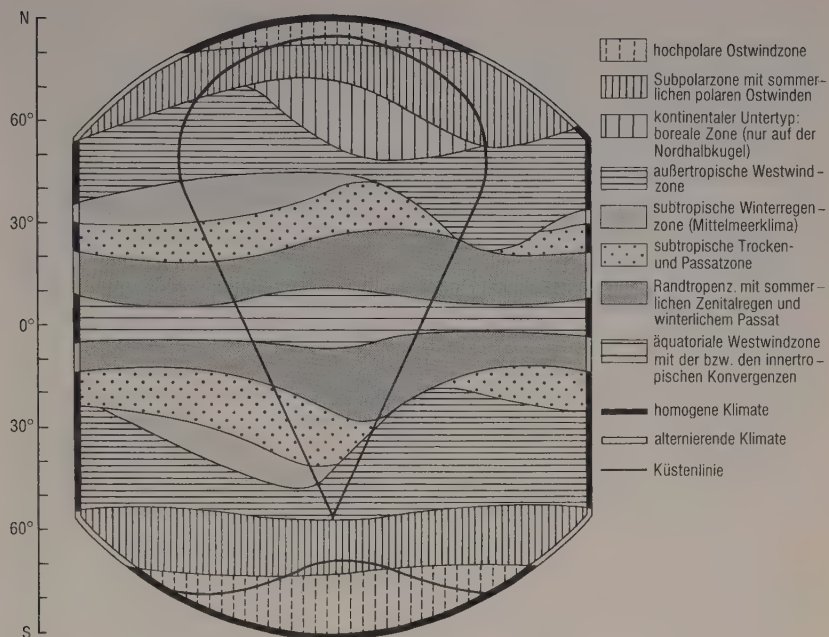


Abb. 11: Klimazonierung von H. FLOHN auf dem Idealkontinent und den Weltmeeren (nach FLOHN 1950)

genaue Studium der Vegetationsdecke oder der Hydrographie der Erde, charakteristische Grenzlinien für Klimazonen festzulegen, die durchaus klimatologische Vorgänge zur Grundlage haben. Unter den Parametern für die Abgrenzung der Tropenzone gegen die Außertropen spielt z. B. die von v. WISSMANN 1948 diskutierte absolute Frostgrenze im Zusammenhang mit der tropischen Pflanzenwelt eine bedeutende Rolle (vgl. LAUER 1975 und LAUER/FRANKENBERG 1977).

Tropische Pflanzen sind megatherm und können unter Frostbedingungen oder bei bestimmtem Wärmemangel nicht existieren. Warme (Niederungs-) und kalte (Höhen-)Tropen lassen sich ebenfalls durch die Frostgrenze voneinander trennen (vgl. Abb.16). Mittel-Werte der Jahrestemperatur lassen sich für die stockwerkartige Anordnung der Klimate in den isothermen Tropen verwenden. Auch die polare Waldgrenze folgt einer Wärmemangelgrenze der sommerlichen Vegetationszeit, nämlich etwa der 10°-Isotherme des wärmsten Monats.

Effektive Klimaeinteilungen verwenden für das großräumige Grundgerüst entweder die Temperatur nach bestimmten Schwellenwerten (v. Wiss-

MANN 1939, CREUTZBURG 1950) oder den Niederschlag im Zusammenhang mit Indizes (THORNTHWAITE 1931). Bei der Feingliederung werden häufiger hygrische Parameter (CREUTZBURG 1950) verwandt, meist ergänzt durch thermische Schwellenwerte (THORNTHWAITE 1931, 1948).

Im Klimasystem von THORNTHWAITE wird der Index der Niederschlagswirksamkeit (P/E Precipitation effectiveness Index) für die Großgliederung benutzt, bei dem die monatliche Regenmenge zur monatlichen Temperatur in Beziehung gesetzt wird und die Temperatur als Ersatz für die Verdunstung gilt. Dieser Index ist das Hauptkriterium für die Unterscheidung humider und arider Klimate. Er ergänzt diese durch einen temperature efficiency-index. CREUTZBURG (1950) verwendet für die Großgliederung seiner Klassifikation konsequent nur thermische Gürtel und für die Charakterisierung der Einzelklimate die Dauer der humiden bzw. ariden Jahreszeiten nach v. WISSMANN/WANG. In der Neubearbeitung von HABBE ist zusätzlich das Prinzip der Kontinentalität und Maritimität eingearbeitet.

A. PENCK hatte 1910 eine Klassifikation der Klimate vorgelegt, bei der die Verdunstung erstmals als entscheidender Klimaparameter auftaucht. Unter Berücksichtigung der Wasserhaushaltsbedingungen, fußend auf dem Verhältnis von Niederschlag, Verdunstung, Abfluß und Grundwasser, unterschied er humide, aride und nivale Klimate. Die Grenzen zwischen diesen Klimabereichen definierte er als Trockengrenze ( $N = V$ ) und Schneegrenze ( $S = A$ ) (Abb. 12). Überwiegt die Verdunstung den Nieder-

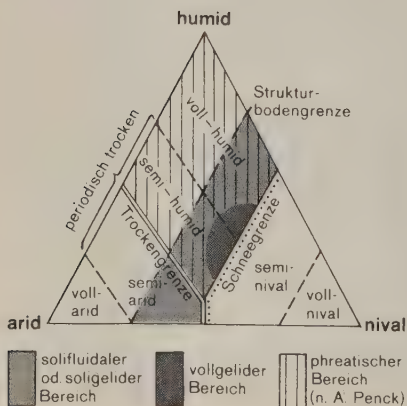


Abb. 12: Die klimatischen Bereiche der Erde auf der Basis der Klassifikation von A. PENCK (1910) in der Darstellung von C. TROLL (1948)



schlag, so ist das Klima arid, überwiegt der Niederschlag die Verdunstung, so ist das Klima humid. Bei Überwiegen des schneeigen Niederschlags treten nivale Räume auf, bei Überwiegen der Ablation (Gletscherverdunstung) ist das Klima subnival.

Da Verdunstungsmessungen seit jüngerer Zeit in genügendem Maße zur Verfügung stehen, kann nunmehr der Versuch unternommen werden, wenigstens Teilklassifikationen unter Verwendung der potentiellen Verdunstung aufzubauen. LAUER und FRANKENBERG (1981) entwarfen in Anlehnung an LAUER (1952) eine Klassifikation der Klimate Afrikas. Sie drücken die für die Biosphäre entscheidenden Parameter dadurch aus, daß sie die thermische Dimension durch Isothermen – was in den Tropen durchaus legitim ist – und die hygrische Dimension durch Isohygromenen (Linien gleicher Anzahl humider Monate) darstellen. Den Isohygromenen liegt die monatliche Wasserbilanz von Niederschlag (N) und potentieller Landschaftsverdunstung (pLV) zugrunde. Dabei wird die gemessene oder berechnete potentielle Verdunstung über das Verhältnis von fühlbarer und latenter Wärme errechnet und durch eine Pflanzen/Boden-Ratio – den einzelnen Landschaftsräumen entsprechend – reduziert.

Von besonderer Bedeutung für das Problem der Klimaklassifikation ist auch das Verhältnis zwischen der zur Verdunstung (V) verbrauchten Energie zur Strahlungsbilanz (Q) am Erdboden. BUDYKO hat die zur Verdunstung gefallen Niederschläge (N) nötige Energie ( $E_N$ ) zur Strahlungsbilanz in Beziehung gesetzt. Dieser Faktor ( $Q/E_N$ ) eignet sich für eine Klimagliederung der Erde und korrespondiert weitgehend mit der Verbreitung der großräumigen Vegetationseinheiten (Abb. 13).

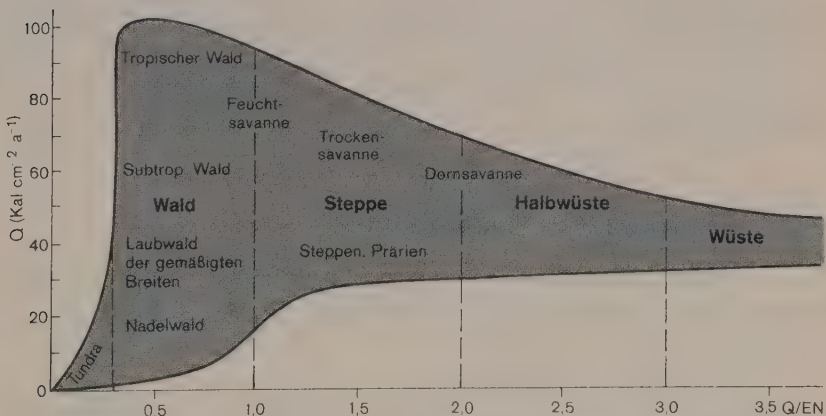


Abb. 13: Der Strahlungsindex der Trockenheit und die Vegetationseinheiten der Erde (nach BUDYKO 1974)

Unter den Klassifikationen, die eine Gliederung der Erde bis ins kleinste regionale Einheiten zulassen, hat zweifellos die Klassifikation von W. KÖPPEN (1923) die größte Verbreitung und besondere Anerkennung bei allen Wissenschaften erlangt, die eine genaue Beschreibung klimatischer Raumeinheiten benötigen. Wegen ihres prägnanten logischen Aufbaus ist sie heute noch eine der meist gebrauchten Klassifikationen.

KÖPPEN leitete die Klimate der Erde in seiner ersten Klassifikation (1900) aus der Verbreitung des Vegetationskleides der Erde ab, insbesondere auf der Basis der von DE CANDOLLE (1874) erkannten thermisch und hygrisch bestimmten Pflanzengruppen der Erde. In seiner umgestalteten Klassifikation von 1918 umschrieb er die Klimagrenzen mit Schwellenwerten, Andauerzeiten der Temperatur und Niederschlagsmengen sowie Temperatur/Niederschlags-Indizes und drückte die so ermittelten Typen durch eine Buchstabenkombination aus. Die sechs Hauptklimate der Erde erhielten die Großbuchstaben A bis F, wobei fünf thermisch definierten Klimatypen (A, C, D, E, F) ein hygrisch definierter (B) gegenübersteht. Die sechs Haupt-Klimatypen sind:

#### *A-Klimate, tropische Regenklimate*

Kein Monatsmittel unter 18 °C. Bei einer mittleren Jahrestemperatur von 15° bzw. 20° bzw. 25 °C mehr als 50 bzw. 60 bzw. 70 cm jährliche Regenhöhe.

1. feuchtheiße Urwaldklimate, beständig feucht, im regenwärmsten Monat mindestens 6 cm Regen (Af) oder mit mäßiger Trockenzeit im Monsunregenklimate (Am).
2. periodisch-trockene Savannenklimate (Aw bzw. As), bei einer jährlichen Regenhöhe von 100 bzw. 150 bzw. 200 bzw. 250 cm fallen im regenärmsten Monat höchstens 6 bzw. 4 bzw. 2 bzw. 0 cm.

#### *B-Klimate, Trocken-Klimate*

3. Steppenklimate (BS)  
bei einer mittleren Jahrestemperatur von 25°, 20°, 15°, 10°, 5°, 0°, –5 °C  
ist die jährliche Niederschlagsmenge geringer als 70, 60, 50, 40, 30, 20, 10 cm
4. Wüstenklimate (BW)  
bei einer mittleren Jahrestemperatur von 25°, 20°, 15°, 10°, 5°, 0°, –5 °C  
ist die jährliche Niederschlagsmenge geringer als 35, 30, 25, 20, 15, 10, 5 cm

*C-Klimate, warmgemäßigte Regenklimate*

Temperatur des kältesten Monats zwischen  $-18$  und  $-3^{\circ}$   
 bei mittlerer Jahrestemperatur von  $5^{\circ}, 10^{\circ}, 15^{\circ}, 20^{\circ}\text{C}$   
 ist die jährliche Regenhöhe größer als  $30, 40, 50, 60\text{ cm}$

## 5. warme, wintertrockene Klimate (Cw)

Der regenreichste Monat der wärmeren Jahreszeit bringt mehr als zehnmal soviel Niederschlag wie der regenärmste Monat der kälteren Jahreszeit.

## 6. warme, sommertrockene Klimate (Cs)

Der regenreichste Monat der kälteren Jahreszeit bringt mehr als dreimal soviel Niederschlag wie der regenärmste Monat der wärmeren Jahreszeit.

## 7. feuchttemperierte Klimate (Cf)

Beständig feucht, Unterschied der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge geringer als in Cw und Cs.

*D-Klimate, boreale subarktische Klimate*

Kältester Monat unter  $-3^{\circ}\text{C}$ , wärmster Monat über  $10^{\circ}\text{C}$ .  
 bei einer mittleren Jahrestemperatur von  $0^{\circ}, 5^{\circ}, 10^{\circ}, 15^{\circ}\text{C}$   
 ist die jährliche Niederschlagshöhe größer als  $20, 30, 40, 50\text{ cm}$

## 8. winterfeucht-kalte Klimate (Df) beständig feucht

## 9. wintertrocken-kalte Klimate (Dw). Periodizität der Niederschläge wie in Cw.

*E-Klimate, schneereiche kalte Klimate*

Jenseits der Baumgrenze, wärmster Monat zwischen  $10$  und  $0^{\circ}\text{C}$ .

## 10. Tundrenklimate

*F-Klimate, Klimate des ewigen Frostes*

Wärmster Monat unter  $0^{\circ}\text{C}$ .

## 11. Klimate des ewigen Frostes (Eisklima)

Die E- und F-Klimate wurden 1931 zu E-Klimaten (Schneeklimate) zusammengefaßt (ET = Tundrenklima, EF = Klima des ewigen Frostes).

Weitere Kleinbuchstaben gliedern die großklimatischen Zonen. Die meisten Weltkarten nach KÖPPENS Klassifikation weisen heute die in der Übersicht gegebenen elf Hauptklimatypen aus (Abb. 14).

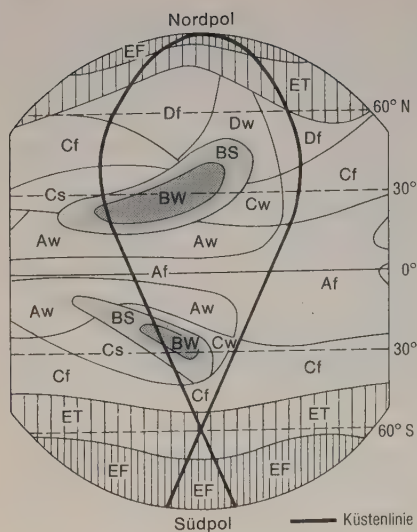


Abb. 14: Die elf Hauptklimare nach W. Köppen in ihrer zonalen Anordnung auf dem Idealkontinent (nach Köppen 1923)

KÖPPENS Klimaeinteilung weist zwei Inkonsistenzen auf: 1. Die großklimatische Einteilung ist nicht nach einem einheitlichen Prinzip erfolgt. Im Gegensatz zu den thermisch definierten Großklimaten sind die B-Klimare (Trockenklimate) hygrisch definiert. Dadurch kann die Zugehörigkeit von Trockengebieten zu den Hauptklimazonen erst durch einen weiteren Buchstabenkomplex erfolgen. 2. Das tropische Höhenklima wird mit der Buchstabenkombination Cw oder auch mit ET oder EF bezeichnet und den wintertrockenen Klimaten bzw. dem Tundrenklima und dem Eisklima der gemäßigten und polaren Zonen gleichgesetzt. Damit bleibt die strenge Isothermie des tropischen Höhenklimas unberücksichtigt.

Die Karte der Jahreszeitenklimate von TROLL und PAFFEN (1963, 1964) (vgl. Abb. 15) beruht auf dem Grundgedanken des jahreszeitlichen Wandels der klimatischen Elemente Beleuchtung, Temperatur und Niederschlag. Sie zeichnet im Grunde die Klimate der irdischen Vegetationszonen und -stufen nach. TROLL und PAFFEN unterscheiden fünf Haupt-Klimazonen, die mit Ziffern I-V belegt und benannt sind:

- I. Polare und Subpolare Zonen
- II. Kaltgemäßigte boreale Zone (nur auf der Nordhalbkugel)
- III. Kühlgemäßigte Zonen
- IV. Warmgemäßigte Subtropen-Zonen (Subtropen)
- V. Tropenzone

Die Hauptzonen, die nach thermischen Prinzipien definiert sind, haben jeweils Untergliederungen, so daß sich im ganzen 30 Klimatypen und zu-



sätzlich drei Untertypen ergeben. Wegen der klimatischen Asymmetrie zwischen der Nord- und Südhalbkugel, die sich auch im Vegetationskleid der Erde ausdrückt, haben sehr viele Untertypen der Nordhemisphäre kein Gegenstück auf der Südhalbkugel. Die kaltgemäßigte, boreale Klimazone tritt z. B. nur auf der Nordhalbkugel auf. Für die Tropen und Subtropen erfolgt die Untergliederung der Zonen nach den Kriterien der humiden und ariden Jahreszeiten gemäß dem Isohygromenenkonzept von LAUER (1952). In den höheren Breiten ist die thermische Komponente der Maritimität und Kontinentalität eingearbeitet. Die Höhenklimate sind den jeweiligen Niederungsklimaten der Großzonen zugeordnet. Sie sind allerdings in der Abb. 15 aus Maßstabsgründen nicht differenziert.

In jüngerer Zeit hat es auch Versuche gegeben, statistische Verfahren zur Klassifikation der Klimate zu verwenden. Mit Hilfe der Faktorenanalyse hat STEINER (1965) erstmals den Versuch am Beispiel der USA gemacht. Die Klassifizierung der europäischen Klimate nach McBOYLE (1972) basiert auf 16 Variablen, die zu drei Faktoren zusammengefaßt werden. Sie vermögen rechnerisch immerhin 90% der Gesamtvarianz zu erklären.

Allen Klimaklassifikationen ist gemeinsam, daß sie irdische Räume ähnlicher Klimabedingungen herausarbeiten wollen und in Typen zusammenfassen. Dabei gehen die Bearbeitungsansätze verschiedene Wege. Sie fußen einerseits auf den Grundbedingungen des irdischen Klimageschehens: auf der Energiebilanz der Erde oder auf den daraus resultierenden dynamischen Vorgängen in der atmosphärischen Zirkulation der Erde; oder auf den atmosphärischen Bedingungen, wie sie die Daten der Wetterhöfen liefern; oder sie zeichnen die Pflanzenwelt oder die Hydrographie als gute Indikatoren des Klimas nach und begründen sie mit klimatischen Parametern. Die Datenlage erlaubt es jedoch immer noch nicht, eine erdumspannende einheitliche Klassifikation zu erstellen, die allen Ansprüchen gerecht wird.

#### 4.1 Die Klimazonen der Erde

Die Kurzbeschreibung der Klimazonen charakterisiert Erscheinungen der Witterung und des Klimas sowie dazugehörige Merkmale, insbesondere die der Vegetation nach der Klimazonierung von TROLL und PAFFEN (1964). Darauf beziehen sich auch die aufgeführten Schlüsselzahlen aus römischen und arabischen Ziffern (z. B. I,1 oder IV,2 usw.). Abb. 15 gibt eine aus Maßstabsgründen vereinfachte Darstellung der Klimazonen der Erde wieder.

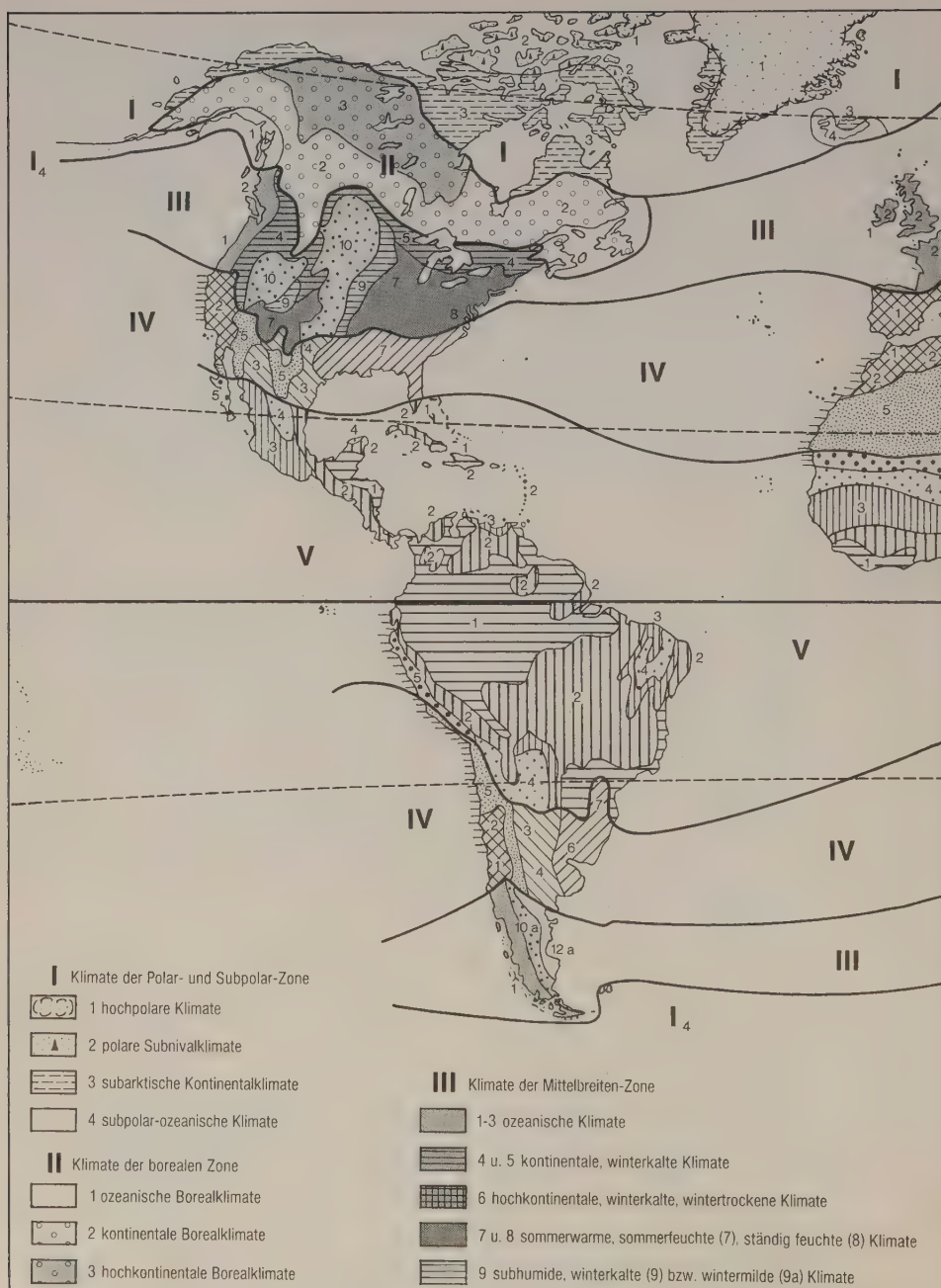
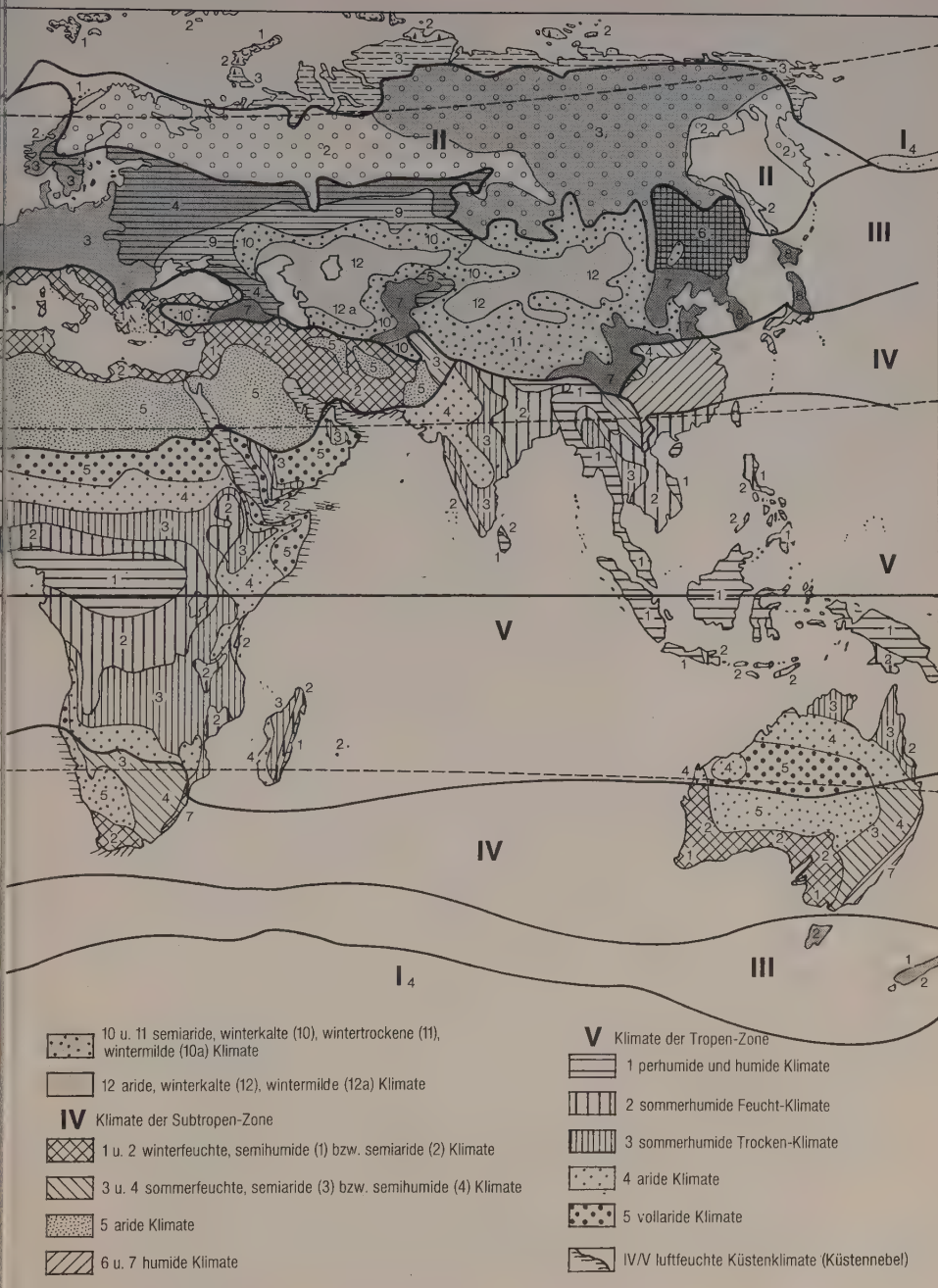


Abb. 15: Die Klimazonen der Erde nach der Klassifikation von C. TROLL und K. H. PAFEN



### 4.1.1 Klimate der Polar-Zone

Im polaren Bereich beherrscht der Gegensatz von Polarnacht und Polartag mit den großen jahreszeitlichen Temperaturunterschieden das Naturgeschehen. Tageszeitliche Temperaturunterschiede verschwinden fast ganz. Die Zeit der stärksten Abkühlung verlagert sich in den Spätwinter.

Das *hochpolare Eisklima* (I,1) ist identisch mit den Inlandeisgebieten. Der antarktische Kontinent, das Kältezentrum der Erde, reflektiert nahezu 90% der dort ankommenden Sonnenstrahlung. Der Grund dafür ist seine 13 Mill. km<sup>2</sup> große Eisfläche, über der die Temperaturen niemals über  $-20^{\circ}\text{C}$  ansteigen.

Mit einer mittleren Jahrestemperatur von  $-50^{\circ}\text{C}$  ist die Luft über dem Südpol etwa  $20^{\circ}$  kälter als in gleicher Höhe von 2800 m mitten über dem grönländischen Eisschild. Die bisher tiefste Temperatur wurde an der russischen Antarktisstation Vostok mit  $-88,3^{\circ}\text{C}$  gemessen. Demnach muß mit absoluten Minima von unter  $-90^{\circ}\text{C}$  gerechnet werden. In der Nähe dieser Station muß auch der Kältepol der Erde mit einer mittleren Jahrestemperatur von nahezu  $-60^{\circ}\text{C}$  liegen, eine Temperatur, die mindestens noch um  $20^{\circ}\text{C}$  niedriger ist als der Durchschnitt auf dem höchsten Berg der Erde.

Von den Eismassen der Antarktis weht ein kalter Wind herab, so daß auf dem Roßschelfeis bei Little America auch im wärmsten Monat Januar noch eine mittlere Temperatur von  $-7^{\circ}\text{C}$  herrscht. An den Küsten und am Schelfeisrand wird aber der Gefrierpunkt in jedem Jahr etwas überschritten.

Im Sommer liegen die Temperaturmittelwerte in Antarktika nur um wenige Grade höher als die gleichzeitig über dem Nordpol im Winter gemessenen Werte. Im ganzen ist die antarktische Troposphäre ständig etwa  $12^{\circ}$  kälter als die über dem Nordpol. Die ausgleichenden Bedingungen des Ozeans am Nordpol und die stärkere meridionale Austauschzirkulation verursachen diesen Gegensatz.

In der hochpolaren Klimazone der Inlandeisflächen ist die Zyklonentätigkeit relativ gering. Im Frühjahr gibt es sogar länger anhaltende Schönwetterperioden unter relativ warmen Höhenhochs. Auffallend ist der starke Gegensatz zwischen Licht und Schatten, nicht nur im jahreszeitlichen, sondern durchaus auch im tageszeitlichen Wechsel.

Das grönländische Inlandeis wird durch zyklonale Niederschläge ernährt. Der Nordosten ist allerdings trocken. Hier gibt es eine Kältewüste ohne Eisbedeckung bei einer maximalen täglichen Sonnenscheindauer von 22 Stunden in den Sommermonaten. Von dem Eis fließen ebenfalls katabatische Winde von Föhncharakter auf die nahen Meere herab.



Die Hauptkältequelle des Nordpolargebietes liegt aber nicht über dem grönländischen Inlandeis, sondern über dem kanadischen Archipel in Baffinland. Hier werden im Sommer die kältesten Temperaturen der Nordhalbkugel gemessen.

Die eisfreien Landflächen im *polaren Subnivalklima* (I,2) kennen – sofern die Temperatur nicht über  $6^{\circ}\text{C}$  ansteigt – keine geschlossene Vegetationsdecke. Die ewige Gefrornis mit geringem sommerlichen Auftauboden erzeugt eine kräftige Solifluktion und eine starke Kryoturbation. Auf unbewachsenen Fels- und Schuttböden herrscht Frostsprengung. Es ist der Bereich der Frostschutzzone (BÜDEL 1948). Er wird auch als subnivaler oder periglazialer Bereich bezeichnet und kann als Kältewüstenklima charakterisiert werden (TROLL 1964).

Im ozeanischen Teil dieses Klimabereichs sinkt die Temperatur nicht unter  $-2^{\circ}\text{C}$  ab. Die darüber liegenden Lufttemperaturen betragen im Winter etwa um  $-30^{\circ}\text{C}$  mit Maxima um  $-40^{\circ}\text{C}$ . Die Schneedecke auf den Eisschollen schmilzt erst im Juni ab. Es kommt anschließend bis September auch zu einem leichten Abschmelzen der Eisschollen. Über dem Eis liegt ständig eine Nebeldecke, die durch eine Inversion verursacht wird. Sie entsteht aus der wärmeren Luft, die vom Süden herangeführt, aber ständig für den Schmelzvorgang benutzt wird. Daher kann die Temperatur über dem Meereis nur selten über  $0^{\circ}\text{C}$  ansteigen.

#### 4.1.2 Klimate der Subpolar-Zone

Der Bereich des *subarktisch-kontinentalen Klimas* (I,3) der Nordhalbkugel ist der Tundra gleichzusetzen. Er ist durch kühle kurze Sommer und strenge, langdauernde Winter ausgezeichnet. Die Temperatur des kältesten Monats liegt unter  $-1^{\circ}\text{C}$ . Das strahlungsreiche Klima verursacht die scharfen jahreszeitlichen Gegensätze. Kräftige, häufige Regenfälle im Sommer kontrastieren zur trocken-kalten Winterwitterung mit mäßig hoher Schneedecke, die jedoch erst im späten Frühjahr abtaut.

Tundren kommen am Nordsaum Eurasiens und Nordamerikas sowie auf den vorgelagerten Inseln vor. Eine mehr oder weniger geschlossene Vegetationsdecke wird dadurch ermöglicht, daß eine kurze frostfreie sommerliche Jahreszeit trotz der ewigen Gefrornis eine Humusbildung, auch Moorbildung, hervorruft. Zugleich bewirkt die sommerliche Blüte und Fruchtbildung eine reichere Entfaltung des Tierlebens (Rentiere, Lemminge, Insekten und Vögel). In den Moos- und Zwergstrauchheiden, besonders auch in Pflanzenpolstern, können hohe Einstrahlungstemperaturen erreicht werden, sofern nicht Eismeernebel die Sonne verhüllt.

Das *subpolare hochozeanische Klima* (I,4) der wenigen Inseln im Südpolarmeer zeichnet sich durch Sommertemperaturen zwischen  $5$  und  $12^{\circ}\text{C}$

aus. Die milden Winter haben kälteste Monate zwischen 2 und  $-8^{\circ}\text{C}$ . Auf der Nordhalbkugel rechnen zu diesem Klimatyp die Alëuten und Teile Südwestislands. Es fehlt in diesem Klimatyp die ewige Gefrornis sowie eine starke und lange winterliche Schneedecke. Dabei tritt allerdings häufig Frostwechsel sowohl im Sommer als auch im Winter auf. Die Vegetation besteht aus mächtigen Büschelgräsern (*Tussock*), Polstergewächsen und Teppichkräutern sowie seichten Mooren. Eine eigentliche Tundra fehlt.

Die Meeresflächen der subarktischen wie auch der subantarktischen Klimate gehören zu den unwirtlichsten Gebieten der Erde. Häufige Stürme, starke Bewölkung, fast 300 Tage mit Niederschlag in Form von Regen, Graupel oder Schnee und rasch wechselnde Temperaturen – verursacht von polaren KälteWellen und Warmluftvorstößen aus niederen Breiten – sind auffallende Charakteristika. Über dem subpolaren Meer der subantarktischen Zone der Südhalbkugel wehen stürmische Westwinde. Sie werden in der Nähe der antarktischen Küste von heftigen östlichen Winden abgelöst. Der meridionale Luftaustausch ist wegen der fehlenden Landmassen erheblich geringer.

#### 4.1.3 Klimate der Boreal-Zone

Die winterkalten, borealen Klimate sind nur auf der Nordhalbkugel verbreitet. Sie bilden einen geschlossenen Gürtel quer durch die breiten Nordkontinente. Die Nordgrenze entspricht der polaren Waldgrenze bzw. Baumgrenze gegen die Tundra. Sie verläuft etwa mit der  $10^{\circ}$ -Juliisotherme parallel.

Die boreale Zone ist das Gebiet der *Nadelwälder* aus Kiefern, Fichten, Lärchen, Tannen, begleitet von einigen winterharten Laubbäumen, wie Erlen, Birken, Pappeln und Weiden.

Dieser Klimagürtel läßt sich aufgrund der zunehmenden Kontinentalität in drei Subklimate einteilen (TROLL 1964).

Das *ozeanische Borealklima* (II,1) an der Westküste Mittelnorwegens und Südalaskas hat nur mäßig kalte und schneereiche Winter mit dem kältesten Monat zwischen  $+2$  und  $-3^{\circ}\text{C}$  und mäßig warmen Sommern, in denen der wärmste Monat  $10$ – $15^{\circ}\text{C}$  erreicht. Die Jahresschwankung der Temperatur bleibt also vergleichsweise gering. Die Vegetationsdauer beträgt nur zwischen 120 und 180 Tagen, zuträglich nur für feuchte Nadelwälder.

Im *kontinentalen Borealklima* (II,2) mit einer Jahresschwankung von  $20$ – $40^{\circ}\text{C}$  mit langen, sehr kalten und schneereichen Wintern, aber kurzen, relativ warmen Sommern, in denen die Temperatur zwischen  $10$  und  $20^{\circ}\text{C}$

erreicht und die Vegetationsperiode 100–150 Tage andauert, gedeihen kontinentale Nadelwälder. Das Verbreitungsgebiet dieses Klimatyps reicht von Skandinavien über den Ural hinaus. In Nordamerika beginnt er östlich der Rocky Mountains, durchzieht ganz Kanada und erreicht auf der Halbinsel Labrador die Ostküste.

Im *hochkontinentalen Borealklima* (II,3) mit Jahresschwankungen von mehr als 40°C und sehr langen, extrem kalten und trockenen Wintern, in denen der kälteste Monat unter  $-25^{\circ}$  liegt, reicht die kurze sommerliche Erwärmung mit Temperaturen des wärmsten Monats zwischen 10 und 20°C aus, um hochkontinentalen, trockenen Nadelwäldern Lebensmöglichkeit zu bieten. Die schneearmen Winter führen dazu, daß der Boden bis in größere Tiefe zu ewiger Gefrornis erstarrt ist. Doch reichen die Sommertemperaturen aus, einen mehrere Meter tiefen Auftauboden zu erzeugen, der einen Waldwuchs mit flach wurzelnden Bäumen ermöglicht. Bei schneefreiem Boden liegt die Grenze des Dauerfrostbodens etwa an der Jahresisotherme von  $-2^{\circ}$ . Schwärme von Mücken brüten in den zahlreichen Tümpeln des Auftaubodens. Die Jahresschwankung der Temperatur steigt auf über 40°C. Im östlichen Sibirien und im nordwestlichen Kanada ist eine Wolkenarmut unter Hochdruckeinfluß im Winter charakteristisch, doch bestimmt Bewölkungsreichtum den Sommer infolge tiefen Luftdrucks und monsunaler Einflüsse. Um Jakutsk, im Gebiet größter winterlicher Kälte der Nordhemisphäre mit mittleren Januartemperaturen unter  $-36^{\circ}\text{C}$ , wachsen halbstämmige Wälder. Die Sommer sind in diesem extrem kontinentalen Gebiet wärmer als in den feuchten, schneereichen Borealklimaten. Immerhin beträgt in Jakutsk die mittlere Julitemperatur 19°C und liegt damit 5°C höher als in Nordskandinavien. Die Niederschläge erreichen nur 200 mm, aber die günstigen Sommertemperaturen sind bedeutsamer für die Vegetation. In Folge der Versickerungssperre durch den hier stark ausgeprägten Permafrost steht das Schmelzwasser des Winterschnees nach sehr kurzem Frühjahr den Pflanzen länger zur Verfügung, fördert allerdings ebenso die Mückenplage, ein für alle Borealkimate bezeichnendes ökologisches Phänomen.

#### 4.1.4 Feuchtklimate der kühlen Mittelbreiten-Zone

Diese Zone gibt es an den Westküsten sowie an den Ostküsten der mittleren Breiten beider Halbkugeln. Im Innern ist dagegen ein kontinental bestimmter Trockengürtel ausgeprägt.

Im gesamten Bereich der Mittelbreiten herrscht das ganze Jahr über die Westdrift vor. Es fehlen regelmäßige, längere Trockenzeiten. Der ständige Wechsel zwischen kurzen Schlechtwetterperioden und mehrtägigen anti-

zyklonalen Schönwetterabschnitten sind für diesen Raum charakteristisch. Die Temperaturen haben eine hohe interdiurne Veränderlichkeit. Die vorherrschenden Winde schwanken zwischen Südwest und Nordwest. Selten treten Winde aus dem östlichen Quadranten auf. Die Luftmassen passen sich sehr stark den Meerestemperaturen an. Die zyklonalen Wellen und Wirbel der Westdrift umkreisen die Nordhalbkugel in ca. 20 Tagen.

Während die Niederschlagsergiebigkeit von den Westküsten zum Binnenland abnimmt, verstärken sich die Zyklonen an der Ostseite der Kontinente erneut und führen in ihrem Warmsektor häufig warme und damit deutlich feuchtere Luft aus subtropischen Meeren heran (z. B. von der Karibik und dem Südchinesischen Meer), die sich in der Üppigkeit der Wälder ausdrückt.

Die mittleren und östlichen Teile Nordamerikas wie das Innere und die Ostseiten Ostasiens sind von starken thermischen Gegensätzen geprägt. Das leichte Oszillieren der stabilen Frontalzone, besonders im Sommer über Ostasien, bedingt einen häufigen Wechsel von warmfeuchten Luftmassen aus Süd- bis Südwest und kühleren aus Nordwesten. Im Winter dringt nicht selten die sibirische Kaltluft über den Ostrand Ostasiens nach Südosten vor. Sie nimmt über der Japan-See Feuchtigkeit auf und läßt sie als Schnee an den Westküsten der Inseln ab.

Die ozeanischen Klimatypen der Mittelbreiten finden sich vorwiegend an den Westküsten, wo maritime Luftmassen vorherrschen. Im Stau der Gebirge treten hohe Niederschlagshäufigkeiten auf, z. B. an der norwegischen Küste oder in den Alpen oder auch in Westpatagonien. Westeuropa zeichnet sich zudem durch höhere Temperaturen aus, da die Luftmassen sich über dem Golfstrom stärker erwärmen als vor anderen Westküsten. Immerhin liegt die mittlere Januartemperatur an der norwegischen Westküste mehr als 20 °C höher als das Januarmittel des betreffenden Breitenkreises.

Die Westwinde der Südhalbkugel wehen fast nur über dem Meer und haben deshalb vorwiegend maritime Eigenschaften. Die thermischen Unterschiede bleiben auf den wenigen Landmassen der Südkontinente aber gering. Die Niederschläge erreichen an Luv-Expositionen große Mengen. In Patagonien fallen z. B. im Luv der Westküste jährlich 4–6 m Niederschlag, im Lee sind es nur noch 10–40 cm.

Die Abstufung der Subklimate dieser Zonen erfolgt nach dem Grad der Maritimität bzw. Kontinentalität. TROLL (1964) unterscheidet acht Subklimate (III,1–8). Nur in der hochozeanischen Zone treten immergrüne Wälder auf, wohingegen insbesondere auf der Nordhalbkugel ozeanische und subozeanische Klimate durch Fall-Laub- und Mischwälder charakterisiert sind. In der weiteren Folge zum Binnenland treten dann subkontinentale, kontinentale und hochkontinentale Subklimate auf, in denen ebenfalls



Fall-Laub- und Mischwälder die hervorstechende Vegetationsformation sind, die im kontinentalen und hochkontinentalen Teil allerdings zum Teil in Waldsteppen übergehen.

Im *hochozeanischen* Klimatyp (III,1) mit kühlen Sommern und einem wärmsten Monat unter  $15^{\circ}\text{C}$  sowie Jahresschwankungen, die unter  $10^{\circ}$  liegen, kommen immergrüne Regenwälder mit Laub- und Nadelbäumen vor. Sie sind allerdings fast nur auf der Südhalbkugel in Südchile und Westpatagonien sowie in Tasmanien und an der Westküste der Südinsel von Neuseeland ausgebildet. Auf der Nordhalbkugel nehmen sie nur schmale Streifen ein: an der Coast Range von Oregon und Washington und an der Südwestküste von Irland.

Im *ozeanischen* Klimatyp (III,2) dieser Zone mit Temperaturamplituden von  $10\text{--}16^{\circ}$  und sehr milden Wintern, in denen der kälteste Monat im Mittel nicht unter  $2^{\circ}\text{C}$  absinkt, sind bereits laubwerfende Wälder vorherrschend. Die ozeanische Waldregion Westeuropas mit mäßig warmen Sommern zwischen Kantabrien und Südwestnorwegen, in Nordamerika die Kaskadenregion und die Westseite Britisch-Kolumbiens, auf der Südhalbkugel das nördliche Südchile und der Ostfuß der patagonischen Anden sowie Osttasmanien, Süd victoria und der Osten der Südinsel von Neuseeland liegen in dieser Klimazone.

Ein *subozeanischer* Klimatyp (III,3), der nur auf den Nordkontinenten zu finden ist, schließt sich binnenwärts an. Er ist charakterisiert durch Jahresamplituden von  $16\text{--}25^{\circ}$  bei kälteren Wintern, wobei die Mittelwerte des kältesten Monats zwischen  $+2^{\circ}$  und  $-3^{\circ}\text{C}$  betragen. Das östliche Mitteleuropa und eine Übergangszone in den Kordilleren Westkanadas gehören dazu.

In den kontinentaleren Mittelbreiten der Nordhalbkugel herrschen im Winter strenge Kälte, im Sommer dagegen relativ hohe Wärme. Allerdings sind im Winter sehr starke Temperaturwechsel möglich, da die Luftmassen im Bereich der quasi-stationären Höhenträge stark meridional geführt werden. Küstenregionen der Mittelbreiten haben vorherrschende Herbst- und Winterregen, Binnenländer dagegen Frühjahrs- und Sommerregen.

Als *subkontinental* (III,4) wird ein Klima bezeichnet mit Jahresamplituden zwischen  $30$  und  $40^{\circ}\text{C}$  und Januartemperaturen, die bis  $-13^{\circ}$  abnehmen können. Die Vegetationsperiode ist bereits auf  $210\text{--}160$  Tage verkürzt. Hierher gehören die Fall-Laub- und Mischwälder in Mittelrußland sowie der Bereich des südlichen Sankt Lorenz-Stroms um die Großen Seen.

Der *kontinentale* Klimatyp (III,5) im Innersten des eurasiatischen Kontinents und Nordamerikas ist gekennzeichnet durch Januartemperaturen bis  $-20^{\circ}\text{C}$  und eine Jahresschwankung der Temperatur bis  $40^{\circ}\text{C}$ . Eine winterliche Trockenzeit macht sich bemerkbar. Die Wälder und Waldstep-

pen Westsibiriens und in Minnesota charakterisieren dieses Klimagebiet, das nach Norden in die borealkontinentale Nadelwaldzone übergeht.

*Kühlgemäßigte Feuchtklimate* (III,6, 7 und 8) kommen auch noch auf den Ostseiten der Nordkontinente in der Mandschurei, Nordchina, Korea und Nordjapan vor sowie im Mississippi- und Appalacheengebiet Nordamerikas. Je günstiger der Niederschlag über das ganze Jahr verteilt ist, um so üppiger und artenreicher gedeihen dort winterharte, aber wärmeliebende, laubwerfende Wälder und Mischwälder.

#### 4.1.5 Trockenklimate der kühlen Mittelbreiten-Zone

Steppen und Wüsten kommen sowohl auf der Nordhalbkugel als auch auf der Südhalbkugel in den kühlgemäßigten Breiten vor, doch kann man nur auf der Nordhalbkugel von winterkalten Steppen und Wüsten sprechen, denn auf der Südhalbkugel sind die Winter ausgesprochen mild. Deshalb ist eine Abstufung eher durch das Feuchtigkeitsregime zu geben.

In der Übergangsregion von den Wäldern zu den Steppen tritt eine *subhumide Klimazone* auf (III,9) die noch sechs humide Monate aufweist bei wenigstens einem kältesten Monat unter 0°C. In dieser Klimaregion wachsen kraut- und staudenreiche Hochgrassteppen, z. B. die Federgras-Wiesensteppen in Südrußland (Kosakensteppe) mit ihren fruchtbaren Schwarzerdeböden wie auch die Hochgrassteppen der Prärie Nordamerikas. Ihre Wachstumszeiten liegen im Frühjahr und im Frühsommer.

Nimmt der Feuchtigkeitsgrad ab, so lassen sich *semiaride winterkalte, sommerdürre Klimate* mit weniger als sechs humiden Monaten und wenigstens einem kältesten Monat unter 0°C definieren (III,10). Es sind Kurzgras-, Zwergstrauch- und Dornsteppen. In Nordamerika liegen sie im Gürtel der Plains, in Rußland in der Zone der Halbstrauch- und Kurzgrassteppen nördlich des Kaspischen Meeres.

Zwischen dem aralokaspischen Gebiet in Richtung Turkestan bis zur Mongolei erstreckt sich ein *winterkaltes, arides Klima* (III,12), in dem der kälteste Monat unter 0°C liegt und die Niederschläge stark reduziert sind. Diesen Halbwüsten und Wüsten der Alten Welt entsprechen die monotonen Halbstrauchgebiete (Wermut-Steppe, Sage-Brush) in den Binnenbecken der Rocky Mountains.

In Ostasien gibt es im Bereich der Mittelbreiten ein *sommerfeuchtes, winterkaltes und wintertrockenes Klima* (III,11), das kein Gegenstück an der Ostseite der Neuen Welt hat. Die Steppen Nordchinas, der Mandschurei und der Mongolei sowie Tibets liegen in diesem Klimabereich.

Die südhemisphärischen Steppen Ostpatagoniens und im Regenschatten der neuseeländischen Alpen sind wegen der geringen Ausdehnung der Südkontinente noch sehr *ozeanisch* geprägt und daher *wintermild* (III,9a, 10a, 12a). Die Jahresamplitude der Temperatur erreicht nur höchstens 15°C. Die Winter sind schneearm, und die Vegetationsperiode ist selten unterbrochen. Dorn-, Zwergsträucher, Polsterpflanzen und einjährige bzw. Dauerkräuter wachsen in diesen Bereichen.

#### 4.1.6 Klimate der Subtropen-Zone

Die Subtropenzone ist recht heterogen, da sie an den Westseiten durch winterfeuchte, an den Ostseiten durch sommerfeuchte und zum Teil ständig feuchte Klimatypen gekennzeichnet ist. Dies liegt in der Tatsache begründet, daß die subtropischen Hochdruckzellen in ihrem Umfeld zwei sehr gegensätzliche Klimatypen bewirken und die zonale Anordnung der Klimagürtel abwandeln. Dennoch ist diese Zone der warmgemäßigten Klimate klar zu gliedern in sommertrockene-winterfeuchte, wintertrockene-sommerfeuchte und ständig feuchte Typen.

Die Subtropen-Zone ist im ganzen wintermild. Der kälteste Monat fällt in das Temperaturintervall von 2–13°C auf der Nordhalbkugel und zwischen 6 und 13°C auf der Südhalbkugel.

Der charakteristische Klimatyp der winterfeuchten sommerdürren Subtropen ist das *winterfeuchte, semihumide Klima* der mediterranen Hartlaubregionen (IV,1) mit einer winterlichen humiden Zeit über fünf Monate. Dieser Klimatyp ist nur an den Westküsten der Kontinente voll entwickelt: im Bereich des europäischen Mittelmeeres, in Mittelkalifornien, Mittelchile, im Kapland, in West- und Südaustralien. Nur das europäische Mittelmeerklima reicht ins Innere des Kontinents hinein, sogar bis an die Fußstufe des Nordwesthimalayas.

Dieser Klimatyp steht im Sommer unter dem Einfluß der Ausläufer der subtropischen Hochdruckzellen und hat daher trockenes Wetter. In der kalten Jahreszeit jedoch ziehen Fronten und Höhentrog der Westwinddrift über diese Gebiete hinweg und verursachen kräftige, aber meist nur kurz andauernde Regenfälle. Sie fallen zwar generell im Winterhalbjahr, haben aber durchaus eine charakteristische Verteilung je nach Region.

Im europäischen Mittelmeerbereich regnet es zum Beispiel im polwärtigen Teil vornehmlich im Frühjahr und Herbst, im südlichen Teil dagegen zwischen November und März. Die Dauer der sommerlichen Trockenzeit nimmt von zwei Monaten im Norden auf 7–8 Monate an der afrikanischen Küste zu. Ausläufer dieser Winter-Frühjahrsregen reichen nach Nordosten bis Turkestan und tief in die zentralasiatischen Hochgebirge

hinein, ebenso in Richtung auf die Sahara, Arabien und den Punjab. Jahreszeitliche Verlagerungen und Wetterwechsel sind ebenso in Kalifornien wie auch in Chile gegeben, wo die Rocky Mountains bzw. die Anden die Ausbreitung der Winterregen nach Osten verhindern.

Die Pflanzenwelt der Winterregengebiete hat sich in ihrer Wachstums- und Blütezeit den herrschenden Winterregenbedingungen angepaßt. Die zahlreichen immergrünen Bäume und Sträucher blühen im Frühjahr, Sommer oder Herbst und können im Winter fruchten. Laubwerfende Holzarten sind sommergrün.

In Richtung auf die Trockengebiete verkürzt sich die winterliche Regenzeit immer mehr, die Sommerdürre nimmt zu. Ein *winterfeucht-sommerdürres semiarides* Klima (IV,2) mit weniger als fünf humiden Monaten greift Platz. Die vorherrschende Vegetation sind subtropischen Gras- und Strauchsteppen. Sie kommen vor am Nordrand der Sahara und der arabischen Wüste und nehmen große Teile des Mittleren Ostens ein. Auch in Kalifornien, Chile, Südafrika und Australien schließen sich in Richtung auf den Äquator sommerdürre Gras- und Strauchsteppen an, die sich von den winterkalten Steppen der mittleren Breiten ebenso unterscheiden wie von den tropischen Formen der Trocken- und Dornsavannen. Neben Gräsern gedeihen bedornete Sträucher und dornige Polstergewächse.

Die *ariden Klimate* (IV,5) der *Halbwüsten* und *Wüsten* der winterfeuchten Subtropenzone sind ohne strenge Winter, kennen aber Nachtfröste und weisen weniger als zwei humide Monate auf. Der große Halbwüsten- und Wüstengürtel durchzieht die Sahara, die Halbinsel Arabien, Iran bis zur Tharr. Diesem entsprechen in Nordamerika die Wüsten in Südkalifornien (Mohave, Gila), Arizona und New Mexico sowie Teile der großen Wüste Südamerikas im Bereich der Atacama und der südlichen Puna Boliviens. In Afrika entsprechen Namib und winterberegnete Teile der Karru diesem Gürtel, ebenso die äquatorferneren Teile der inneraustralischen Wüste.

Innerhalb der großen Wüstenzonen der Erde vollzieht sich der Übergang der Subtropen zu den Tropen. Zwei wesentliche Merkmale zeigen dies an: Trotz der spärlichen, meist nur episodischen Regen wechselt das Winterregenregime der Subtropen in das Sommerregenregime der Tropen. Zugleich quert die absolute Frostgrenze die großen Wüsten der Erde und trennt ebenfalls die Subtropen von den Tropen.

Im östlichen inneren Teil der Kontinente treten im Subtropengürtel jedoch auch zwei *sommerfeuchte-wintertrockene* Steppenklimate auf, deren semiaride Variante (IV,3) weniger als fünf feuchte Monate, deren semihumide Variante zwischen sechs und neun humiden Monaten (IV,4) aufweist. Die trockenen Dorn- und Sukkulentensteppen kennzeichnen die Monte-Region im westlichen Argentinien, die Mezquite- und Creosot-



bush-Region Nordmexikos und der südwestlichen Vereinigten Staaten sowie auch die Steppen des Punjab Vorderindiens und des Thornvelds in Südafrika sowie der Salt-bush in Australien. Die semihumide, sommerfeuchte Variante tritt als Mesquite-Kurzgras-Prärie in Texas, als Kurzgraspampa in Argentinien, als High- und Midland-veld in Südafrika und als Grassteppe im Darling-Becken Australiens und schließlich als wintertrokene Steppe in Yünan auf. Beide Steppenzonen sind sommerfeuchte Gegenstücke zu den winterfeuchten Steppen und dem Winterregenklima der Mediterranais.

An den Ostküsten der Subtropen sind weiterhin *sommerheiße-humide* Klimate (IV,7) ausgebildet mit sommerlichem Niederschlagsmaximum und milden Wintern.

Immergrüne Wälder vom Lorbeertypus mit Rhododendron, Kamelien, Magnolien, Ilex, auch Palmen und Baumfarnen sowie charakteristischen Nadelhölzern (z.B. Araukarien) gedeihen in üppiger Fülle. Viele der Pflanzengattungen gelten als Tertiär-Relikte, besonders in Ostasien und Nordamerika.

Hauptverbreitungsgebiete sind Mittelchina, das südliche Korea, die Riu-Kiu-Inseln und Südjapan, die Golfregion Nordamerikas und Florida sowie die gut beregneten Gebiete der südbrasilianischen Staaten São Paulo, Paraná, Santa Catarina und Rio Grande do Sul. In Afrika sind typengleiche Klimate an den regenexponierten Hängen Natals, des östlichen Kaplandes, in der Knysna-Region und in Südostaustralien sowie auf der Nordinsel von Neuseeland ausgebildet.

Die östliche Pamparegion Argentinien, Uruguays und des südlichen Rio Grande do Sul ist zwar ein Grasland, muß aber diesem ständig beregneten Klima als *immerfeuchtes Graslandklima* (IV,6) hinzugerechnet werden.

#### 4.1.7 Klimate der Tropen-Zone

Die Tropen sind das Klimagebiet ohne thermische Jahreszeiten. Erst gegen ihren Rand hin erreichen die Jahresschwankungen etwa 10°C. Die Grenze der Tropenklimate gegen die warmgemäßigten verläuft im Bereich der absoluten Frostgrenze bzw. an einer gewissen Wärmemangelgrenze für tropische Pflanzen. Diese Grenzlinie entspricht, zumindest in Afrika und in Teilen Lateinamerikas, der 18°C-Isotherme des kältesten Monats. Als Tropengrenze gilt auch die Gleichgewichtslinie zwischen der Temperatur-Jahresschwankung und der Temperatur-Tagesschwankung, zumindest für die kontinentalen Bereiche. Neben den warmen Tropen der Tiefländer gibt es kalte Tropen der Höhengebiete. Die Tropenzone läßt sich

nach Niederschlagsmengen und besonders nach der Dauer der humiden und ariden Zeiten gliedern. Es gibt daher feuchte und trockene Tropen. Den Jahresgang beherrschen Regen- und Trockenzeiten. Je nach Länge der feuchten und trockenen Jahreszeiten unterscheidet TROLL (1964) in seiner Klassifikation fünf tropische Subklimate, die er nach der Zahl der humiden und ariden Monate nach dem Isohygromenenkonzept von LAUER (1952) abgrenzt (vgl. Abb. 16).

Das *humide und subhumide Klima* (V,1) ist vornehmlich in der Äquatorialzone entwickelt, wo der zweimalige zenitale Sonnenstand zwei länger dauernde Regenzeiten zu den Äquinoktien von relativ kurzen, aber keineswegs regenlosen Zeiten trennt. In Südamerika reicht der Gürtel der feuchten äquatorialen Tropen von Ozean zu Ozean. In Afrika bildet Ostafrika eine Ausnahme. In Asien ist der Tropengürtel vorwiegend im australasiatischen Inselarchipel ausgebildet.

Humide und subhumide Klimate kommen aber auch in der äußeren Tropenzone dadurch zustande, daß sich eine sommerliche Zeit mit Zenitalniederschlägen mit winterlichen Niederschlägen aus der Luvwirkung des Passates mischt. Diese tropischen Regenklimate finden sich an den Ostseiten der mittelamerikanischen Landbrücke zwischen Mexiko und Panamá, am Osthang der Anden von Venezuela bis Bolivien, an der Sierra do Mar Brasiliens, an den Luvseiten der gebirgigen Inseln im Karibischen Archipel sowie an der Ostseite Madagaskars und im Südwesten von Äthiopien. In Monsunasiens wie auch in den Monsungebieten Westafrikas und vor der kolumbianischen Küste treten ähnliche Luveffekte an westexponierten Hängen auf.

Die äquatorialen Regen fallen meist in Form kräftiger Schauer aus isolierten Haufenwolken, doch gibt es gelegentlich auch intensive Dauerregen aus Störungen mit hoher Schichtbewölkung. Die Temperaturen bleiben gleichmäßig hoch und betragen im Mittel im Meeresniveau fast überall 27°C. Der Wasserdampfgehalt der Luft ist ständig hoch. Selbst mittags, bei vollem Sonnenschein, geht die relative Feuchte kaum unter 60%, nachts bilden sich regelmäßig Tau oder leichte Bodennebel. Die Temperatur nimmt mit der Höhe pro 200 m ca. um 1°C ab. In allen Gebirgsräumen beherrschen die tagesperiodischen Winde des Tal- und Bergwindes oder auch des See- und Landwindes den Witterungsablauf. Luveffekte mit hoher Feuchtigkeit und Trockenerscheinungen in Taldurchbrüchen sind die Folge. Die Regenmengen können von Tag zu Tag – je nach Wetterlage – stark schwanken. Die tageszeitlichen Vorgänge sind in den äquatorialen Tropen sehr regelmäßig.

Die Gebiete der wechselfeuchten Tropenklimate werden meist nach den Vegetationsgürteln benannt. Sie ordnen sich in der tropischen Sommerregenzone zwischen dem immerfeuchten Regenwald und der Wüste

an. Während das tropisch-humide Klima ohne oder mit kurzer Unterbrechung der Regenzeit bei 10–12 humiden Monaten auftritt, dauert die humide Zeit im Bereich des *tropisch-sommerhumiden Feuchtklimas* (V,2) 7–10 Monate. Der Vegetationsgürtel des regengrünen Feuchtwaldes und der Feuchtsavannen besteht meist aus mittelhohen Waldformationen mit breitlaubigen Spezies vom Typ der Monsun- oder Savannenwälder. Einige der Gehölze sind noch immergrün, insbesondere an den Ufern von Flüssen. Hochgrassavannen mit einzelnen Bäumen oder Baumgruppen sind meist Degradationsstufen von einst verbreiteten regengrünen Feuchtwäldern. Die Campos Brasiliens mit allen ihren Degradationsstufen und die offenen Savannen am Orinoco und am Mamoré sowie die lichten Wälder im Umkreis des Kongobeckens und im Sudangürtel Afrikas und viele Bereiche Vorder- und Hinterindiens gehören zu diesem Klimatyp.

Das *tropisch-sommerhumide Trockenklima* (V,3) schließt sich an mit einer Humiditätsphase von 4–7 Monaten. Regengrüne Trockenwälder und Trockensavannen sind die beherrschenden Vegetationsformationen. Die vielen Savannenbrände haben in den meisten Kontinenten die einstige Trockenwaldformation vernichtet und nur noch brandharte Holzarten (Pyrophyten) übriggelassen. Vorherrschend sind meistens Fiederlaub-bäume der verschiedenen Leguminosen-Gattungen, aber auch großblau-bige Combretaceen-Bäume. In Afrika nehmen diese Wälder große Räume in Tanzania, Shaba und Zimbabwe ein (Miombo- und Mopane-Wälder). Im tropischen Amerika treten am Nordrand des Chaco in einem relativ schmalen Bereich Trockenwälder dieses Typs auf (Piptadenia- und Tipu-ana-Typ).

Im Bereich des *tropisch-ariden Klimas* (V,4) treten nur noch 2–4 humide Monate auf. Es ist ein Tropenklima, in dem die Flüsse nur periodisch Wasser führen. Die Pflanzenwelt zeigt durch Wasserspeicherung Anpassung an die lang dauernde Dürre, sei es durch Sukkulenz oder Rückbildung der Blätter zu Dornen oder auch durch feingliedriges Laub (Mimosen). Es ist der Gürtel der Dornbusch- und Sukkulentsavannen bzw. -savannenwälder (Caatinga-Typ). Offene Dornbuschformationen wechseln mit geschlossenen Dornwäldern ab. Tonnen- und Flaschenbäume kommen vor sowie auch blattsukkulente Schopfpflanzen.

In den wechselfeuchten randtropischen Gebieten der Klimazonen V,2, 3 und 4 herrschen im Sommer der jeweiligen Halbkugel die Bedingungen der äquatorialen Regenzone. Die längere oder kürzere Regenzeit setzt während des Durchzugs der innertropischen Konvergenzzone mit eindrucksvollen, oft schweren Gewittern ein und endet ähnlich. Dazwischen können sich advektiv herangeführte Luftmassen aus der Monsunzirkulation mit Dauerregen an dem Witterungs-geschehen beteiligen. Mit Annäherung an die Wüstenzonen jedoch geht dieser Einfluß immer stärker zu-

rück und dauert nur wenige Tage an. Vor Beginn der Regenzeit steigen die Temperaturen besonders hoch an, da die Sonne mittags nahezu im Zenit steht (Sudantyp bzw. Ganges-Typ des Temperaturgangs). Zwischen Sonnenstand und der Verlagerung der Zirkulationsgürtel tritt eine Verspätung bis zu zwei Monaten ein. In den zentralen Teilen der Kontinente treten Maxima der Temperatur zwischen 40 und 45°C auf. Nachts gehen die Temperaturen während der Trockenzeit kaum unter 25°C herab, da der Dunst die Gegenstrahlung erhöht und eine stärkere effektive Ausstrahlung verhindert wird. Dies ist besonders deutlich in den späten Frühjahrsmonaten vor Eintritt des Monsuns.

Klimadiagramme der einzelnen wechselfeuchten Tropenzonen zeigen an, daß im Feuchtsavannenbereich eine zweipfelige Regenzeit auftritt, die allmählich gegen die Wüste hin zu einer einzigen zusammenwächst. Daher sind für die Feucht- und zum Teil auch die Trockensavannenbereiche die kleinen Trockenzeiten während der Hauptregenzeit im Mittsommer der jeweiligen Halbkugel besonders charakteristisch (Veranillo del San Juan, Veranillo del Niño).

Im Bereich des *vollariden Klimas* (V,5) der tropischen Halbwüsten und Wüsten fallen die Niederschläge meist nur noch episodisch. Nur wenige wasserspeichernde Gewächse mit unterschiedlichen Speicherorganen, z. B. blattsukkulente Kräuter oder stammsukkulente Kakteen, treten neben Gräsern und hartblättrigen Sträuchern auf. Geophyten und Therophyten überleben im Boden als Samen und erblühen bei den episodischen Regengüssen. Die tropisch geprägten vollariden Klimate sind in einigen Gebieten der Erde so exzessiv ausgebildet, daß jahrelang überhaupt kein Regen fällt. Die mittlere Sonnenscheindauer kann auf 90% ansteigen. Mittelhohe Wolken beeinträchtigen den Strahlungshaushalt kaum. Es kommt zu großen Temperaturschwankungen zwischen Tag und Nacht. Durch den aufgewirbelten Staub und Sand können sich mächtige Dunstschichten ausbilden, die die Fernsicht stark herabsetzen. Die atmosphärische Gegenstrahlung wird erhöht und dadurch die nächtliche Abkühlung vermindert. Hang- und Talwinde in Gebirgsregionen führen allerdings hie und da zu Quellwolken, aus denen Schauer fallen können. Tropische Wüsten gehen meist unmerklich in subtropische Wüstenbereiche über.

Eine besondere Gruppe von Trockengebieten liegt an der Westküste der Kontinente in der tropisch-subtropischen Passatzzone dort, wo ablandige und küstenparallele Winde kühle Tiefenwasser an die Oberfläche führen. Der Gegensatz von erwärmtem Land und kühlem Oberflächenwasser der nahen Meere führt zu einer ständigen Land-Meer-Zirkulation sowie zu flachen Dunst- und Nebelfeldern, besonders im Sommer. Treibende Nebel verursachen an entgegensiehenden Hügeln (Lomas) eine Nebelvegetation. Diese Wüsten werden als Feuchtluftwüsten bezeichnet. Sie



kommen vor an der kalifornischen Küste, an der peruanisch-chilenischen Küste, im Bereich der Namib Südwestafrikas, an der Westküste der Sahara im Bereich des Kanarenstroms, an der Küste Somalias, im Golf von Aden und im Roten Meer sowie im Persischen Golf nach Pakistan hin (*vollarides Feuchtluftklima IV/V*).

Für die Tropenzone sind in Abb. 16 die Höhenstufen der einzelnen Subklimate in einem Schema dargestellt.

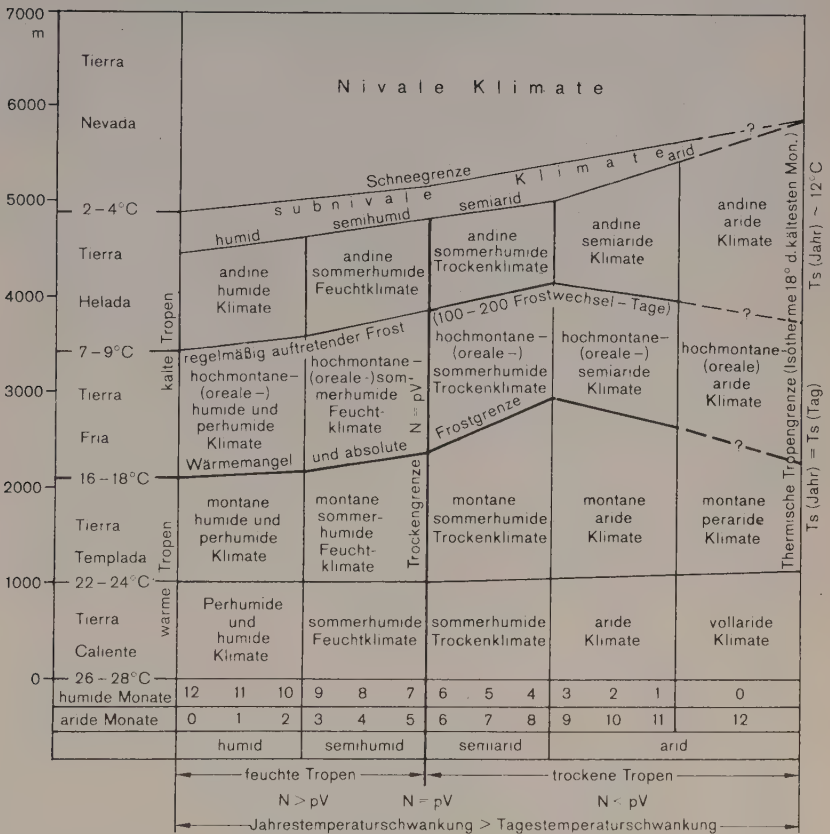


Abb. 16: Die Klimatypen der tropischen Anden in ihrer dreidimensionalen Anordnung (schematisch)

## 5 Klimageschichte und Klimaschwankungen

Das Klima der Erde ist in ständiger Wandlung begriffen, weist aber dennoch eine erstaunliche Konstanz auf. Die kurzfristige Variabilität des Klimas ist eingebettet in langfristige Veränderungen. In jüngerer Zeit überlagern sich zunehmend natürliche Klimaschwankungen und anthropogene Klimabeeinflussungen.

Zur Erfassung von Klimaschwankungen verschiedener Zeitskalen und räumlicher Maßstäbe bedient man sich unterschiedlicher Methoden. Während man für das Klima der geologischen Vorzeit vorwiegend auf fossile Zeugen der anorganischen und organischen Welt angewiesen ist, kann man für die gesamte historische Zeit zusätzlich auf Witterungsbeobachtungen und auf erfaßbare Auswirkungen des klimatischen Geschehens zurückgreifen. Erst die letzten beiden Jahrhunderte gestatten, die Klimageschichte auch auf Meßdaten zu gründen. Statistische Rechenverfahren erlauben zusätzlich eine Verarbeitung des direkten oder indirekten Datenmaterials mit Aussagen zur Vergangenheit des Klimas und ebenso für Tendenzen in der Zukunft.

Alle Methoden streben Aussagen an, die den Wärme- und den Wasserhaushalt der Erde kennzeichnen sollen, da sie die wichtigsten klimatischen Parameter der Lebenssphäre des Menschen darstellen.

### 5.1 Paläoklima

Um das Klima und seine Schwankungen zu erschließen, muß man von den meteorologischen Prozessen in der Atmosphäre und ihren Wechselwirkungen mit den anderen irdischen Sphären ausgehen: der Hydrosphäre, Lithosphäre, Kryosphäre und der Biosphäre. Abb. 17 zeigt die wesentlichen Einflußfaktoren.

Das Paläoklima beschreibt die Klimaentwicklung der erdgeschichtlichen Vergangenheit, die nur durch indirekte Daten (Klimazeugen, Klimaindizien) erschlossen werden kann. Als besonders geeignete Zeugen warmer oder kalter, feuchter oder trockener Vorzeitklimate gelten z. B. Sedi-

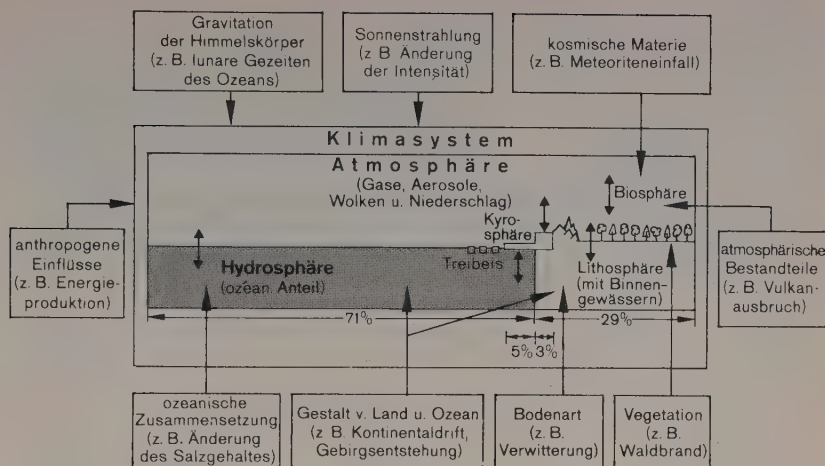


Abb. 17: Das Klimasystem der Erde in der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Lithosphäre und Biosphäre. Die Prozentzahlen beziehen sich auf die Oberflächenanteile der jeweiligen Komponenten des Klimasystems relativ zur Oberfläche der gesamten Erde (nach U. S. Garp Committee 1975, in der Darstellung von SCHÖNWIESE 1979)

mente mit Ablagerungen von tierischen und pflanzlichen Organismen, Lagerstätten, vulkanische Ablagerungen und Vorgänge, Meeres- und See-spiegelstände, glaziale Ablagerungen, Periglazialerscheinungen, Bodenhorizonte, Lößstratigraphie, Gletscherbewegungen, Inlandeisverbreitung und Flußterrassen.

In den letzten beiden Jahrzehnten hat die Erforschung der langfristigen Trends und Schwankungen des Paläoklimas sehr große Fortschritte gemacht dank der Entwicklung der Atomphysik und der elektronischen Datenverarbeitung sowie mit Hilfe der Tiefsee- und Eisbohrtechnik. Hierdurch wurde die Informationsbasis erheblich verbessert und besonders zugunsten einer absoluten Altersbestimmung erweitert. Somit können zusätzlich zu der Verarbeitung paläogeographischer Klimazeugen mit Hilfe von moderner Technik und maschineller Datenverarbeitung auch der jeweilige Zustand der Atmosphäre in verschiedenen Erdräumen und damit die empirischen Aussagen zum Paläoklima erheblich verbessert werden.

Einige wichtige paläoklimatische Datenerhebungs- und Datierungsmethoden seien hier summarisch genannt:

#### 1. Die Radiokarbon-Methode ( $^{14}\text{C}$ -Datierung)

Dieses von LIBBY (1954) entwickelte Verfahren zur absoluten Altersbestimmung basiert auf dem Zerfall des radioaktiven Kohlenstoff-Isotops  $^{14}\text{C}$ , das in geringen Mengen in organischen Substanzen enthalten ist.

## 2. Das Sauerstoff-Isotopen-Verfahren ( $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ )

Dieses Verfahren, das die Ermittlung von Temperaturen gestattet, ist in jüngster Zeit erfolgreich an Bohrkernen in Meeressedimenten und im grönländischen Inlandeis angewandt worden.

3. Die Kalium-Argon-Methode ( $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ), die Aussagen über weit zurückliegende Klimaschwankungen erlaubt, wird meist in Verbindung mit der Feststellung des Wechsels im erdmagnetischen Feld angewandt.

4. Die Protactinium-Ionium-Methode läßt sich ebenfalls jenseits der Grenze möglicher  $^{14}\text{C}$ -Datierungen anwenden. Sie beruht auf dem radioaktiven Zerfall von Uran 238 und Uran 235.

5. Die Warven-Chronologie basiert auf der Auswertung von geschichteten Ablagerungen (meist Bändertonen), die den Wechsel von Jahreszeiten repräsentieren und somit eine Jahreszählung gestatten.

6. Die Dendrochronologie nutzt zur Altersbestimmung die Jahresringe von Bäumen.

7. Die Pollenanalyse wertet die in Sedimenten (vorwiegend Mooren) enthaltenen Blütenstaubablagerungen zur Rekonstruktion früherer Vegetationsbestände aus, die Hinweise auf das jeweilige Klima zulassen.

Warvenzählung, Dendrochronologie und Radiocarbon-Methode sind heute zusammen mit der Pollenanalyse die Standardmethoden zur Erfassung der Klimaschwankungen der letzten 40 000 Jahre. Für die Rekonstruktion des pleistozänen Klimas werden mit Erfolg auch eine sehr verfeinerte Lößstratigraphie und Untersuchungen fossiler Böden in Verbindung mit Meeres- und Seespiegelständen sowie Flußterrassen und Moränen angewandt.

Aussagen zum Paläoklima sind um so unsicherer, je weiter man in die Erdgeschichte zurückgeht. Für die letzten 2 Mrd. Jahre läßt sich die Klimageschichte nur ganz grob abschätzen. Erst seit dem Kambrium, also etwa seit 650 Mill. Jahren, kann man geologische und paläontologische Klimazeugen genauer beurteilen (z. B. eiszeitliche Ablagerungen im Eokambrium vor 650 Mill. Jahren). Nur wenig besser sind die Kenntnisse über die Zeiträume von 200 Mill. bis zu 1 Mill. Jahren. Im Mesozoikum, das etwa von 200 bis 65 Mill. Jahre dauerte, war z. B. das Klima erheblich wärmer als in der Gegenwart, weil die Polarregionen keine Eiskappen trugen. Die Antarktis begann sich vor 55 Mill. Jahren mit einer Eiskalotte zu überziehen. Sie wächst seitdem stetig, so daß während des gesamten Tertiärs Antarktika von Inlandeis bedeckt war. Vor 10 Mill. Jahren begann eine Gebirgsvergletscherung auf der Nordhemisphäre. Außerdem entwickelte sich die Inlandeisvergletscherung auf Grönland. Seither ist das Eis auf der Nordhalbkugel nie mehr ganz von den Gebirgen gewichen. Da sich als Folge der Klimaschwankungen auch der Meeresspiegel hob oder senkte, gab es zeitweise kräftige Klimaumbrüche. Aus dem Tertiär bei-



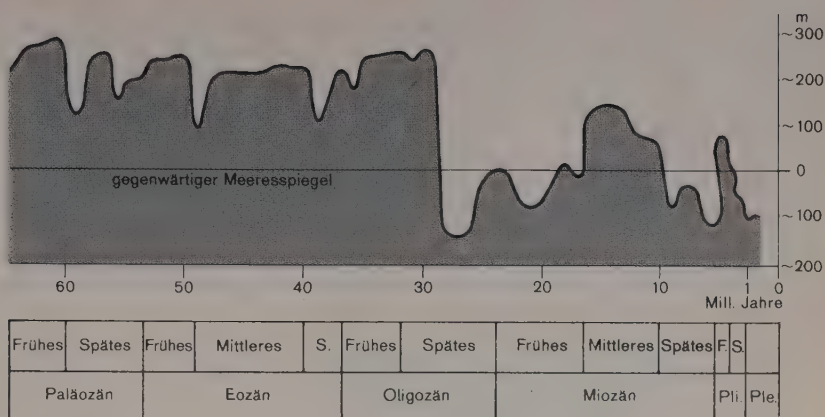


Abb. 18: Eustatische Meeresspiegelschwankungen während des Tertiärs (nach VAIL und HERDENBOL 1979)

spielsweise sind sehr viele Meeresterrassen bekannt (Abb. 18). Im Oligozän erfolgte ein rapides Absinken des Meeresspiegels. Er fiel um ca. 200 m. Dies steht im Zusammenhang mit einer Abkühlung des Klimas, die Wasser als Eis band. Während dieser Phasen verminderte sich auch die Verdunstung, wodurch das Klima zugleich trockener wurde.

Vor ca. 2 Mill. Jahren setzte das Pleistozän – die quartäre Vereisungsphase – ein. Geomorphologische und geologische Methoden stehen hier in vollem Einklang mit den durch neuere Datierungsverfahren gefundenen Ergebnissen. Im frühen Pleistozän bis 850 000 vor heute hat es nach KUKLA (1977) etwa 10–13 Kaltphasen gegeben, ohne daß dafür deutliche Vergletscherungsspuren nachzuweisen wären. Seitdem aber setzt die quartäre Vereisung ein, in deren Zyklus wir heute noch leben. Es wechseln *Glaziale* und *Interglaziale* (Abb. 19). Die Temperaturen lagen während des Maximums der trocken-kalten Glaziale in Mitteleuropa um 4–6°C tiefer als heute, während die Interglaziale teilweise um 2–3° wärmer waren als die gegenwärtige (Interglazial-)Periode.

Fast alle Indikatoren des Klimas, die für die Zeit ab 1 Mill. Jahren ermittelt wurden, zeigen insofern einen bemerkenswert gleichsinnigen Wechsel, als die jeweiligen glazialen und interglazialen Epochen ungefähr 100 000 Jahre andauerten. Die Übergänge vollzogen sich kurzfristig. Die Kurven zeigen an, daß nach einem radikalen Umschwung das Klima längere Zeit gleichförmig blieb. Aus einem in Grönland erbohrten Eiskern (DANSGAARD 1972) erschloß man mit Hilfe des Sauerstoffisotopen-Verhältnisses ( $^{16}\text{O}$  zu  $^{18}\text{O}$ ) und der Untersuchungen an Tiefseebohrkernen,

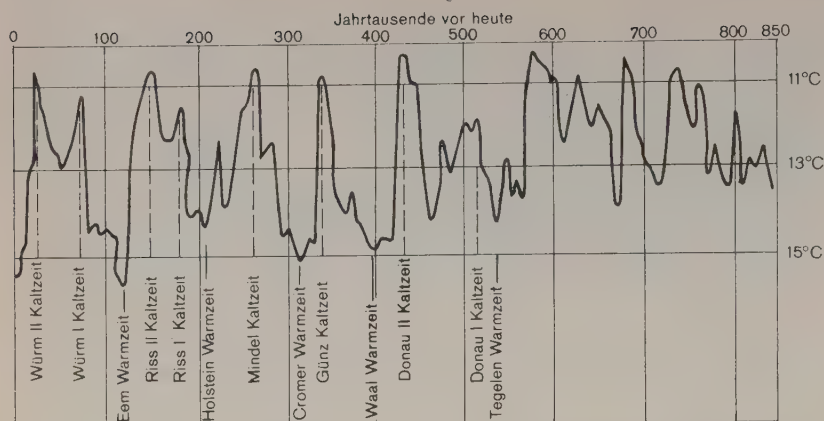


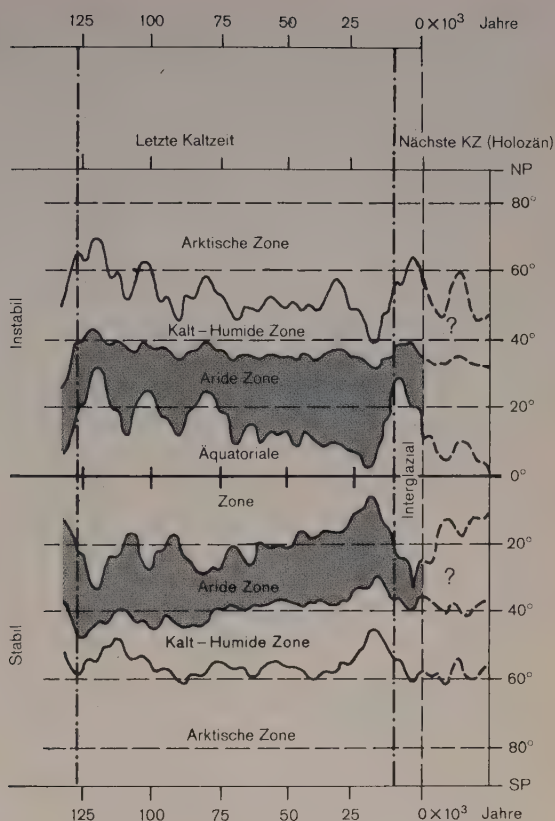
Abb. 19: Die Temperaturänderungen der letzten 850 000 Jahre – entnommen aus einem Tiefsee-Bohrkern nach der Sauerstoff-Isotopenmethode im Sommerhalbjahr für 65° N (nach MATTHEWS 1976 aus KLAUS 1980)

belegt durch Küstenterrassen und Pollenspektren, daß sowohl vor 75 000 Jahren als auch vor etwa 10 000 Jahren der Klimaumbruch in weniger als 1 000 Jahren abgelaufen zu sein scheint. Der wärmste Abschnitt der Inter-glaziale liegt am Beginn; es folgt dann eine gewisse Abkühlung, die schließlich in kurzperiodische Schwankungen übergeht.

Während der jeweiligen Kaltphasen der letzten Eiszeitabschnitte kam es zu einer globalen Verschiebung der Klimazonen auf beiden Hemisphären der Erde (Abb. 20). Bei allgemein arideren und kühleren Bedingungen waren die Klimazonen während der maximalen Kaltphasen äquatorwärts verschoben. Die Wüste reichte während des letzten Maximums der Würmvereisung (um ca. 20 000–16 000 v. h.) mehrere Breitengrade weiter nach Süden als heute.

Das Inlandeis der letzten Vereisungsperiode hatte um 20 000 v. h. auf der Nordhalbkugel seine größte Ausbreitung. Allerdings gab es noch einmal einen Höhepunkt um 14 000 v. h. Nach dieser Zeit setzte dann auf der gesamten Erde relativ schnell der Übergang zum Postglazial ein. Über die nacheiszeitliche Entwicklung der letzten Eiszeit liegen vielfältige geomorphologische Untersuchungen vor, gestützt durch Pollenanalysen und Dendrochronologie sowie Beobachtungen über Gletscherschwankungen. Ebenso ergab die von DANSGAARD (1972) in Grönland angewandte Sauerstoff-Isotopen-Methode an einem Bohrkern einen fast lückenlosen Aufschluß über den thermischen Verlauf der postglazialen Klimaschwankungen (vgl. Abb. 21).

Abb. 20: Die Verschiebung der Hauptklimazonen während des letzten glazialen Zyklus (nach HEINE 1974)



So fanden z. B. zwischen 14000 und 10000 v. h. schnelle und kurzfristige Schwankungen statt: z. B. die Bölling-Wärmeschwankung zwischen 14500 und 13500, oder die Alleröd-Wärmeschwankung zwischen 12000 und 11000 v. h. Überwiegende Abkühlungsphasen stellen die ältere Dryas-Zeit um 13000–12000 v. h., die jüngere Dryas-Zeit zwischen 11000 und 10000 v. h. dar. Das Klima weist in dieser Zeit eine bemerkenswerte Instabilität auf.

Während die kurzen Warmphasen die Wiederbewaldung Mitteleuropas einleiten, drängen die Kälterückfälle den Birken-Kiefern-Wald noch einmal zurück, um erneut der Tundra Platz zu machen. Etwa um 10000 v. h. kann die eigentliche Wende zwischen der Würmkaltzeit und dem Postglazial angesetzt werden.

Zeitskala	Nordsee Meeresspiegel	Klimaentwicklung		Waldentwicklung in Schleswig – Holstein	Vorgeschichtliche Kulturperioden
+ 1000	Düнкirchen – Transgression	Nachwärme- zeit	Ab 1850 Erwärmung 1200 – 1800 Temperatur- rückgang 1000 – 1200 Temperatur- zunahme  feucht – kühl	Kulturwälder – Forsten	historische Zeit  Eisen- zeit  Bronze- zeit  Bauern
– Chr. Geburt				Buchen	
– 1000	geringe Meeresregression	(späte)	etwas trockener, warm	Buchen – Eichen	
– 2000	Flandrische Transgression	Postglaziale Wärmezeit	feucht – warm, Klimaoptimum der Nacheiszeit	Eichen – Mischwald – Haselzeit	jüngere Steinzeit
– 3000					
– 4000		(mittlere)		Kiefern – Haselzeit	mittlere Steinzeit
– 5000		(frühe)	trocken, warm		
– 6000	Überflutungs- beginn der Doggerbank	Vorwärmezeit	Erwärmung	Kiefernwälder	Jäger, Fischer und Sammler
– 7000		jüngere Dryaszeit	Kälterückschlag, maritim subarktisch	Birken – Kiefernwälder	
– 8000		Allerödzeit	Wärmeschwankung	Parktundra	
– 9000		ältere Dryaszeit	kalt kontinental subarktisch	Birken – Kiefernwälder	späte Altsteinzeit
– 10000	südliche Nordsee landfest	Bölling Interstadial	Wärmeschwankung	subarkt. Birkenwälder	
– 11000				Parktundra	
– 12000				Parktundra und Baumbirken	
– 13000		älteste Dryaszeit	kalt kontinental arktisch	Baumlose Tundra	Renjäger
– 14000					
– 15000					
– 16000					



In dem darauffolgenden, weltweit ausgebildeten *postglazialen Klimaoptimum* stiegen die Temperaturen auf Werte, die sogar 1–2 °C höher liegen als die Werte des 20. Jh. Die wärmste Phase, die zugleich auch feuchter war als heute, wurde in Europa zwischen 8000 und 4500 v. h. erreicht. Das rhythmische Abschmelzen des Inlandeises verursachte einen allgemeinen Meeresspiegelanstieg, der sich in längeren Transgressionsphasen (z. B. Flandrische Transgression zwischen 8000 und 4500 v. h.) und kürzeren Regressionsphasen vollzog.

Während des postglazialen Klimaoptimums lag die Waldgrenze um 300 m höher als heute. Viele wärmeliebende Laubbäume drangen weiter nach Norden und in die Höhen vor. In Mitteleuropa herrschte als Vegetation der Eichenwald vor. Moorbildungen (älterer Hochmoortorf) bezeugen in Mitteleuropa nasse Phasen. Die Trockengebiete der Erde waren in dieser Warmzeit infolge höherer Niederschläge wesentlich eingeengt (Pluvialzeiten). In den Trockenräumen hatten die Seen einen höheren Wasserspiegel. Der Tschad-See am Südrand der Sahara erreichte einen Wasserstand, der durch eine 40 m hohe Uferterrasse über dem heutigen Niveau angezeigt wird. Die höheren Niederschläge förderten den Wuchs lichter Buschwälder und feuchter Uferwälder, von denen sich Elefanten und Giraffen ernähren konnten, wie Knochenfunde beweisen. Auch für die Tharr haben Pollenanalysen den Nachweis einer Feuchtperiode erbracht. Die Induskultur erreichte in dieser (klima)optimalen Zeit einen Höhepunkt. Durch die günstigen Klimabedingungen wurde z. B. auch auf dem mexikanischen Hochland das Seßhaftwerden der nomadisierenden Jäger und Sammler beschleunigt.

Nach der postglazialen Klimagunst-Phase im Subboreal vor ca. 4000 Jahren wurde es trockener und kühler. Gletscher rückten vor, die Wälder veränderten sich in ihrer Zusammensetzung und zogen sich sowohl aus den polaren Räumen als auch aus den Höhengebieten zurück. Seit dem Beginn des Subboreal setzte in Nordafrika weitflächig Wüstenbildung ein. Das Subantlantikum zwischen 3000 und 2500 v. h. war eine ausgesprochen pessimale Klimaphase, in der die Temperaturen um 1–2 °C niedriger lagen als heute. Bei zunehmenden Niederschlägen rückten die Gletscher deutlich vor. Das Subatlantikum war eine Phase neuerlicher Moorbildung (jüngerer Hochmoortorf in Nordwest-Deutschland). Milde Winter und kühle Sommer herrschten vor, allerdings wechselten trockenere und feuchtere Perioden ständig ab. Das feucht-kühle Klima, währenddessen die Buche in Mitteleuropa heimisch wurde, hielt bis Christi Geburt an.

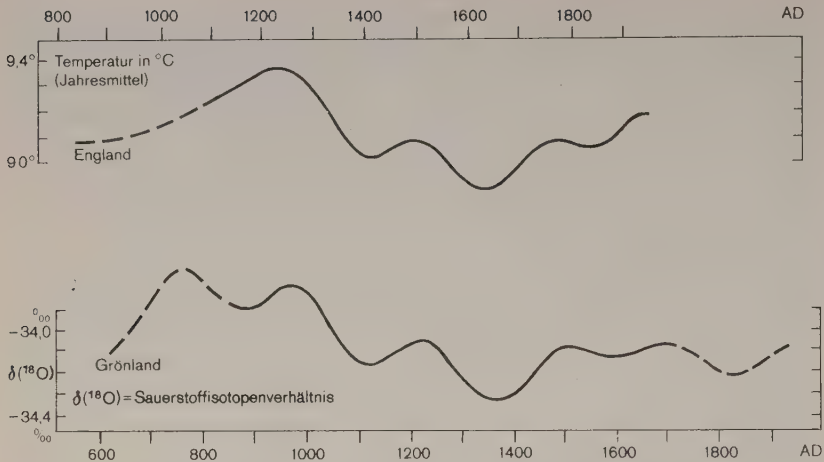


Abb. 22: Klimaablauf in Grönland und England zwischen 850 und 1800 (nach DANSGAARD 1975). (Man beachte die Verschiebung der jeweiligen Zeitskalen)

Mit Annäherung an die Zeitenwende gewinnen allmählich die schriftlichen Überlieferungen über Witterungsereignisse an Bedeutung. Sie gründen auf allgemeinen Beobachtungen des Klimas und des Naturgeschehens. Hierunter fallen auch Nachrichten über Ernteerträge und besonders über Gletscherschwankungen.

LAMB (1977) hat die wesentlichen Phasen der rezenten Klimaschwankungen seit 2000 Jahren zusammengestellt. Die Blütezeit des Imperium Romanum fällt mit einer relativen klimatischen Gunstphase zusammen, wobei die Winter niederschlagsreich gewesen sind. Dadurch konnte Nordafrika zur „Kornkammer“ des Römischen Reiches werden. Nach einer gewissen Verschlechterung des Klimas im frühen Mittelalter, die auch durch allgemeines Vorrücken der Gletscher gekennzeichnet war, wird im 9. Jh. n. Chr. eine optimale Phase des Klimas eingeleitet mit trockenen Sommern und milden Wintern, wie die Rekonstruktion der Temperaturen von Grönland durch DANSGAARD (1972) zeigt (Abb. 22). Der in Grönland ab 900 n. Chr. gut markierte Temperaturanstieg setzt sich in England wie auch in Mitteleuropa erst ab 1100 n. Chr. voll durch. Die Warmphase im höheren Norden ermöglichte eine Wanderung der Normannen über Island nach Grönland, das ihnen damals – wie der Name sagt – als ein „grünes“ Land erschien. Die Grenzen der Ökumene waren um diese Zeit um 100–200 m bergwärts und um 3–5 Breitengrade weiter nach Norden ausgedehnt als heute (vgl. GRIBBIN und LAMB, 1978). Bei zunächst geringeren,

dann aber höheren Niederschlägen lagen die Jahresmitteltemperaturen um etwa 1 °C über den Werten des frühen 20. Jh. Nach 1300 setzte mit sehr kalten Wintern eine deutliche Klimawende ein, die verbreitet zu Mißernten, Hungersnöten und hohen Todesraten führte. Auch dieser Temperaturabfall ist in Abb. 20 zu erkennen. Diese „Kleine Eiszeit“ trat auf Grönland bereits zwischen 1300 und 1450, in England wie auch auf dem Kontinent dagegen zwischen 1600 und 1700 ein. Die regionale Ausbildung der Kaltphasen erfolgte sehr unterschiedlich. Offensichtlich ist aber, daß zwischen 1550 und 1700 überall nasse Sommer und härtere Winter auftraten. Aber auch nach 1700 gab es noch mehrere Kaltphasen bis etwa 1850. Die Waldgrenze ging zurück, die Packeisgrenze verschob sich nach Süden. Die Gletscher rückten vor und erreichten in den Alpen um 1850 mit einer gewissen Verzögerung ihren bisher letzten Maximalstand. Nach LAMB (1977) verlagerten sich die Hauptzugbahnen der Zyklonen mit dem Ende der „Kleinen Eiszeit“ wieder nach Norden und brachten bei noch verhältnismäßig niedrigen Temperaturen der Alpenregion höhere Niederschläge. Bis dahin hatte der Mediterranraum diese Gunst gehabt, während die randtropische Sahelzone arider gewesen zu sein scheint, wie viele Studien ausweisen (vgl. GRIBBIN und LAMB 1978). Für Europa hat man überdies festgestellt, daß offensichtlich die Anomalien jeweils zuerst in Osteuropa begannen und sich dann gegen Westen immer mehr durchsetzten. Die stärkere Meridionalzirkulation wird für die allgemeine Abkühlung verantwortlich gemacht. Die „Kleine Eiszeit“ ist ebenso in Nordamerika wie auch in Mexiko und in tropischen Breiten festgestellt worden.

## 5.2 Klimaschwankungen im Spiegel der Meßdaten

Klimaschwankungen sind für den Zeitraum der letzten 200–300 Jahre gut durch instrumentelle Beobachtungsreihen belegt. Die Schwierigkeiten für die wissenschaftliche Interpretation liegen allerdings in der Vergleichbarkeit von Daten über verschiedene Regionen hinweg.

Seit der „Kleinen Eiszeit“ belegen Beobachtungsdaten eine generelle Erwärmung des Klimas mit eingelagerten kurzfristigen Schwankungen, die ihren Höhepunkt erst im 20. Jh. mit dem absoluten Gipfel um das Jahr 1940 erreichte.

Am Beispiel der Daten der längsten Zeitreihe der Temperatur (Zentral-England) hat SCHÖNWIESE (1979) mit Hilfe statistischer Bearbeitung den allgemeinen Trend des Klimas seit der „Kleinen Eiszeit“ aufgezeigt (Abb. 23). Die Kurve läßt einerseits erkennen, daß bei einem Langzeittrend einer

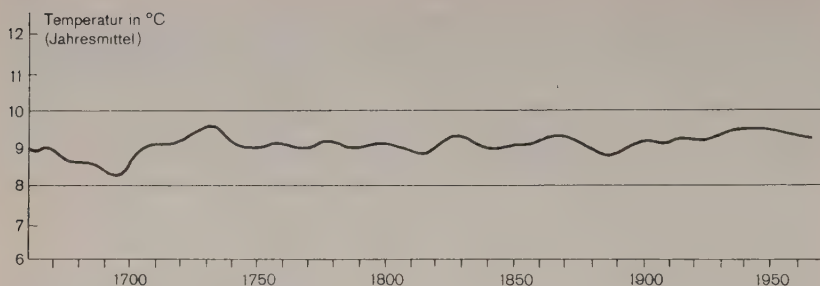


Abb. 23: Statistisch gefilterte Werte der Lufttemperatur von Zentralengland zwischen 1760 und 1960 (nach SCHÖNWIESE 1979)

Erwärmung immer wieder Schwankungen des Klimas eingelagert waren. Andererseits bestätigt sie den relativ raschen Anstieg der Temperaturen zwischen 1900 und 1940 sowie das absolute Pessimum der „Kleinen Eiszeit“ um 1700. Hingewiesen sei auch auf den kurzfristigen Temperaturanstieg zwischen 1730 und 1780. Zwischen 1770 und 1820 lagen die Temperaturen bei kleineren Variationen im ganzen auf einem durchgehend niedrigeren Niveau, dem aber bis 1870 ein schwacher Aufwärtstrend, bis 1890 eine Abnahme, und danach die durchgreifende Erwärmung folgte.

Europäische wie japanische Quellen stimmen darin überein, daß in den 50 Jahren der Epoche der raschesten Erwärmung zwischen 1900 und 1950 die Wintertemperaturen auf der Nordhalbkugel um ca.  $1^{\circ}\text{C}$  zugenommen haben. Die Folgen der Wintermilderung waren mit einer geringen Eisbedeckung der polaren Randmeere verbunden, so daß die Schifffahrtsperioden verlängert und die Seewege nördlich der Kontinente geöffnet wurden. Die Klimagunst dieser Jahre kam vor allem dem nörlichen Seeweg nach Sibirien zugute. Der Kohletransport von den Gruben Spitzbergens war 1900 nur drei Monate lang durchführbar, in den fünfziger Jahren jedoch sieben Monate lang. Die Meereisfläche ging zwischen 1924 und 1945 um 1 Mill.  $\text{km}^2$  zurück. Die Ostsee wurde wärmer, die Fischgründe des Atlantischen Ozeans verschoben sich weiter nach Norden. Auch die Vögel zogen weiter nordwärts. Die Vegetationsperiode hat sich im Bereich der polaren Waldgrenze verlängert. Samenjahre traten häufiger auf. Kiefern- und Birkenjungwuchs breitete sich weit über die frühere Baumgrenze hinaus aus (BLÜTHGEN 1942). Die Südgrenze der ewigen Gefrornis wich nach Norden zurück. In den Alpen und in den nordischen Gebirgen schrumpften die Gebirgsgletscher. In den Alpen nahm gleichzeitig der Niederschlag wegen der positiven Sommertemperaturabweichungen ab. Da Inland- und Gletschereis abschmolzen, stieg der Meeresspiegel um ca. 1 mm/Jahr an.



Nach dem Höhepunkt um 1940 sind die Temperaturen wieder weltweit zurückgegangen, bis heute um ca. 0,3 °C. Allerdings hält der Gletscherschwund vorerst noch unvermindert an. Das arktische Packeis ist jedoch seit 1945 wieder in Ausdehnung begriffen. Wie alle Übergänge erweisen sich die Eingangsphasen des Abschwungs als sehr labile Phasen. Die Winter werden wieder kälter, doch blieb es bislang immer noch bei einem deutlichen Überschuß an Winterniederschlägen. Merklich kühlen jedoch die Sommer ab. Davon sind die polnahen Gebiete stärker betroffen, ebenso die maritimen Zonen mehr als die kontinentalen und mediterranen Gebiete.

Als sekundärer Hauptgrund wird von den meisten Autoren eine Umstellung der atmosphärischen Zirkulation angegeben. Es ist gut belegt, daß die thermischen Anomalien, die in den ersten 50 Jahren des 20. Jh. mit einer Milderung des Klimas verbunden waren, mit einer verstärkten zonalen Zirkulation einhergingen, der jetzige Abschwung aber mit einer häufigeren meridionalen Komponente der Zirkulation verbunden ist. Für den Rückgang der Temperatur nach 1950 glaubt LAMB (1977) an eine 30 Jahre nachhinkende Übergangsperiode mit schwächerer zonaler Zirkulation, die mit einer häufigen Westwärtsverlagerung des europäischen Höhentrogos mit südlicheren Zyklonenbahnen über Europa einhergeht. Solche Winter traten 1965/66, 1967/68 und 1969/70 auf.

Besonders auch für den nordafrikanischen Trockenraum ist die jeweilige Umstellung der atmosphärischen Zirkulation von mehr zonalen auf mehr meridionale Eigenschaften von großer Bedeutung für die jüngere Klimaentwicklung gewesen. Bei verstärkter Meridionalzirkulation ist es am Nordrand der Sahara feucht, während die Sahelzone an ihrem Südrand eine Trockenperiode erlebt, z. B. zwischen 1969 und 1973. Bei verstärkter Zonalzirkulation wird es dagegen am Nordrand der Sahara trockener, z. B. 1945 bis 1947. In solchen Jahren dringt dann der westafrikanische Monsun weiter in die Sahelzone vor und verursacht feuchtere ökologische Rahmenbedingungen im Sommer.

### **5.3 Ursachen der Klimaschwankungen**

Die Ursachen von Klimaänderungen und Klimaschwankungen sind so vielfältig und komplex, wie es das System Erde-Ozean-Atmosphäre-Sonne mit seinen unterschiedlichen energetischen Vorgängen sowie ständigen positiven und negativen Rückkoppelungen vorzeichnet. Drei übergeordnete Ursachenkomplexe sind zu nennen:

1. Externe Ursachen, 2. innere Ursachen des Systems Erde, 3. Autozyklen innerhalb des Systems Erde-Atmosphäre.

Der Einfluß der *Sonne* beruht auf der Schwankung der solaren Aktivität infolge unterschiedlicher Ultraviolettstrahlung, die das Erdmagnetfeld beeinflusst und auch zur Erwärmung der Mesosphäre führen kann. Die Einflüsse dieser Vorgänge auf das troposphärische Wetter sind noch immer ungeklärt. Auch Ereignisse im interstellaren Raum (z. B. sog. Dunkelwolken) beeinflussen die Strahlung, ohne daß man die Zusammenhänge genau kennt.

Die Erdbahnelemente (Exzentrizität, Präzession und Schiefe der Ekliptik) unterliegen periodischen Schwankungen und können daher als Erklärung für regelmäßig wiederkehrende Ereignisse herangezogen werden. Es sind: die Variation der Daten von Perihel und Aphel mit einer Periode von 21 000 Jahren, die Variation der Erdachsen-Inklination mit einer Periode von 40 000 Jahren und die Variation der Exzentrizität der Erdachse mit einer Periode von 96 000 Jahren.

MILANKOVITCH (1930) hatte aus allen astronomischen Daten die Strahlung für die letzten 600 000 Jahre berechnet und aus der erhaltenen Kurve den Eiszeitenrhythmus des Pleistozäns erklären wollen. Heute weiß man, daß nicht jeder Kaltzeit ein Strahlungsminimum nach MILANKOVITCH entspricht, da das Gesamtsystem komplexer reagiert.

Es bestehen auch Zusammenhänge zwischen extremen Schwankungen der Sonnenflecken-Relativzahlen und einem elfjährigen Rhythmus der kurzzeitigen Klimaänderungen bezüglich der Niederschlags- und Temperaturreihen. Vermehrtes Auftreten von Sonnenflecken deutet auf eine verstärkte solare Aktivität hin, die zum Teil mit Warmphasen korrespondieren. Jedoch erweisen sich Korrelationen zwischen Sonnenflecken-Relativzahlen und Temperaturreihen auf der Erde als nicht sehr eng, da vor allem die Regionalkomponente nicht eindeutig geklärt ist.

Das System *Landflächen-Ozean-Atmosphäre* reagiert in Verbindung mit der geologischen Geschichte der Erde sehr komplex. Vorbedingung für das Eintreten einer Eiszeit ist das zufällige Zusammenfallen mehrerer Ereignisse in diesem Systemgeflecht, wie die Lage eines Kontinents im Polbereich der Erdkugel oder das Aufsteigen von Gebirgen in kühlere Höhenregionen. Damit erhält die morphologische Gestalt und die Drift der Kontinente im Sinne der Plattentektonik eine große Bedeutung für die langzeitlichen Klimatrends und -schwankungen. Es ist für die Entwicklung der Eiszeit von Wichtigkeit gewesen, daß Antarktika an den Südpol geriet und sich dort eine Eiskappe bilden konnte (an der Wende zum Tertiär). Erst im Übergang zum Pleistozän erhielt auch das Nordpolarmeer neben dem grönländischen Inlandeis eine Meereiskappe. Die Entstehung der Hochgebirge ist eine notwendige Voraussetzung für Gebirgsvereisun-

gen gewesen und hat zusammen mit den Polvereisungen über Albedoänderungen wesentlich den Strahlungshaushalt und damit das Temperaturregime der pleistozänen Kaltzeiten geprägt. Die Land-See-Verteilung ändert sich durch geologische Vorgänge, ebenso fällt der Meeresspiegel bei der Speicherung des Eises während der Vereisungsperioden wie er umgekehrt in Interglazialzeiten ansteigt. Die tertiäre Gebirgsbildung hat schließlich Einfluß auf die allgemeine Zirkulation genommen und besonders die Lage von Höhentritten und Höhenrücken als steuernde Elemente der Witterung bestimmt. Als intern irdische Ursache für Klimaschwankungen führt LAMB (1970) die Trübung der Erdatmosphäre durch Vulkanstäube an. Sie ist für die großen Ausbruchereignisse (z. B. Krakatau 1883) durchaus nachgewiesen. Auch die Gletschervorstoßphasen der „Kleinen Eiszeit“ konnten sehr gut mit Zeiten der Trübung durch Vulkanausbrüche korreliert werden. Für 1981 hatte LAMB (Pressemeldung) aufgrund dieser Überlegungen einen kühlen Sommer vorausgesagt unter Hinweis auf die heftigen Ausbrüche des Mount St. Helens 1980.

Unter den *Eiszeithypothesen* gewannen in jüngerer Zeit die Autozyklenhypothesen für eine Erklärung der Klimaschwankungen immer größere Bedeutung.

EWING und DONN (1958) sehen im Verhalten des nordpolaren Ozeans den Motor für Vereisungen. TANNER (1968) geht vom Inlandeis Nordamerikas und Nordeuropas aus. WILSON (1976) schließlich verlegt den Motor des Wechsels von Eiszeit und Interglazialen in die Antarktis. Bei den genannten Autoren ist der Wechsel des Aggregatzustandes des Wassers als auslösender Faktor für Abkühlung oder Erwärmung anzusehen.

Unter den Hypothesen erlangte die von WILSON eine gewisse Bestätigung durch Nachweise. Nach ihm werden relativ abrupte Klimaschwankungen durch Eisausbrüche aus der Antarktis gesteuert. In weniger als 1000 Jahren kann das Weltmeer durch das schwimmende Eis um die Antarktis herum stark abgekühlt werden und damit Gebirgsvergletscherungen und nordpolarnahe Landflächenvereisungen ausgelöst haben. Der relativ schnelle Zusammenbruch einer Kaltphase würde mit dem relativ plötzlichen Abschmelzen des ausgebrochenen Eises ebenfalls gut erklärt werden können.

Erwärmungen und Abkühlungen werden nach verschiedenen Autoren in jüngerer Zeit durch den wechselnden  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Atmosphäre ausgelöst, wodurch die von PLASS (1956) vertretene  $\text{CO}_2$ -Hypothese eine gewisse Bestätigung finden würde. Man weiß, daß die organische Welt, besonders das Vegetationskleid der Erde, starken Einfluß auf den  $\text{CO}_2$ -Gehalt nimmt. So waren zum Beispiel in der ausgehenden Eiszeit die tropischen Regenwälder auf kleineren Arealen verbreitet als heute. Dies war nicht nur die Folge geringerer Temperaturen und Niederschläge, sondern

besonders bedingt durch die atmosphärische Zirkulation, ausgelöst durch das Verhalten der Ozeane. Bei kühlem Klima während der Eiszeit ist auch der  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Luft wesentlich reduziert (ca. 100 ppm, heute ca. 350 ppm). Die Absorption des  $\text{CO}_2$  erfolgte nach diesen Vorstellungen durch Lebewesen im aufquellenden Meerwasser. Kaltzeiten sind aber Epochen verstärkten „upwellings“. Gleichzeitig ist die Verdunstung über den Meeren gering. Die Vegetationszonen großer Waldareale wurde zurückgedrängt. In wärmeren Zeiten herrscht das Niño-Phänomen (downwelling) vor. Verdunstung und  $\text{CO}_2$ -Gehalt sind erhöht. Die Wälder wachsen schnell und breiten sich ebenso rasch aus. So würde auch eine heutige anthropogene  $\text{CO}_2$ -Produktion einer Abkühlung entgegenwirken, ein Vernichten der Wälder aber die Temperatur erniedrigen.

H. FLOHN hat für die nächsten 100 Jahre aus solchen Überlegungen eine Temperaturzunahme von 1–2 °C errechnet. Die Folge könnte ein Abschmelzen des nordpolaren Meereises sein, wobei allerdings der Meeresspiegel kaum ansteigen würde, da polares Packeis und Meerwasser sich im Schwimmgleichgewicht befinden. Eine weitere Konsequenz wäre eine regionale Verschiebung der jetzigen Klimagürtel vorwiegend äquatorwärts. Andere Wissenschaftler (z. B. KUKLA) beurteilen den  $\text{CO}_2$ -Haushalt anders und interpretieren ihn im Sinne einer Abkühlung wegen der zunehmenden Trübung der Atmosphäre. Eine Vernichtung der Waldgebiete der Erde weist ebenfalls in diese Richtung. Zu einer Verminderung der Temperatur käme noch die Veränderung des Wasserhaushaltes hinzu, da der Abfluß sich erhöhen würde und damit weite Landstriche ariden Klimabedingungen zugeführt würden, ein Trend, wie er bereits seit der Selbsthaftwerdung des Menschen in der holozänen Warmphase anhält.

Faßt man das Wesen aller Theorien zu Klimaschwankung und Klimaänderung zusammen, so kann man mit SCHWARZBACH (1974, S. 313) vier Voraussetzungen für Klimaschwankungen auf der Erde sehen:

1. Die Existenz der Hydrosphäre, die meist als Wasser, zuweilen als Eis vorkommen kann.
2. Die Mitteltemperatur der Erde liegt zwar über dem Gefrierpunkt des Wassers, geringe Temperaturänderungen können aber Wasser in Eis oder Eis in Wasser überführen.
3. Die relative Konstanz der Sonnenstrahlung sorgt für eine relative Konstanz des Klimas seit 2 Mrd. Jahren.
4. Klimaschwankungen werden in diesem relativ konstanten System Sonne/Erde eher durch vielfältige sekundäre geographische Änderungen auf dem Erdball selbst hervorgerufen, indem zum Beispiel geologische Prozesse (Kontinentaldrift) das Verhältnis von Land und Meer und das Relief der Erde so umgestalten, daß das Klimasystem beeinflußt und damit auch ein Wechsel von Kalt- und Warmzeiten möglich wird.



## 6 Grundzüge der Mikroklimatologie

### 6.1 Wesen und Begriffe

Unter *Mikroklima* versteht man das Klima im unmittelbaren Einflußbereich der Bodenoberfläche, an der sich Atmosphäre, Lithosphäre, Hydrosphäre, Biosphäre und Anthroposphäre auf engstem Raum verzahnen. Entscheidend für seine Besonderheit gegenüber dem Makroklima ist die Tatsache, daß an der Erdoberfläche mit ihrer mannigfaltigen topographischen Gestalt und ihrer unterschiedlichen Bedeckung der wesentliche Strahlungsumsatz stattfindet, der turbulente Austausch durch Reibung stark herabgesetzt und das Wasser in seine verschiedenen Aggregatzustände (gasförmig, flüssig, fest) transformiert wird. Deshalb unterliegen die meteorologischen Elemente sowohl in der bodennahen Atmosphäre als auch in den oberen Bodenhorizonten starken Schwankungen. Das Mikroklima nimmt seinerseits maßgeblichen Einfluß auf das anorganische Substrat (Verwitterung, Bodenbildung) und auf die Lebensbedingungen von Pflanze, Tier und Mensch (Abb. 24).

Die räumliche Darstellung des Mikroklimas fällt in den Aufgabenbereich der *Geländeklimatologie* (Topoklima) und der *Stadtklimatologie* (Polisklima). Innerhalb der Geländeklimatologie werden die Klimawirkungen der vielfältigen Topographie der Erdoberfläche – sei sie unbewachsen oder bewachsen – untersucht; innerhalb der Stadtklimatologie (vgl. Kap. 7) liegt der Akzent auf den Klimawirkungen durch die städtische Bebauung samt ihren durch weitere Aktivitäten des Menschen hervorgerufenen Einflüsse (Abb. 2).

Begriffe wie *Agrarklimatologie* und *Forstklimatologie* sind aus den praxisnahen Forschungszielen erwachsen. Ebenso hat das spezielle Anliegen, sich den Klimaverhältnissen in Vegetationsbeständen zu widmen, zu Bezeichnungen wie *Bestandsklima* oder *Waldklima* usw. geführt.

Häufig wird auch der Ausdruck *Mesoklima* verwandt, um damit die horizontal und vertikal erweiterte Skala der Betrachtungsweise des Mikroklimas unter Beibehaltung der spezifischen Meßmethoden des Mikroklimas auszudrücken. In dieser Hinsicht steht der Begriff in engem Zusammenhang mit dem Geländeklima oder dem Stadtklima. Ebenso aber wird der

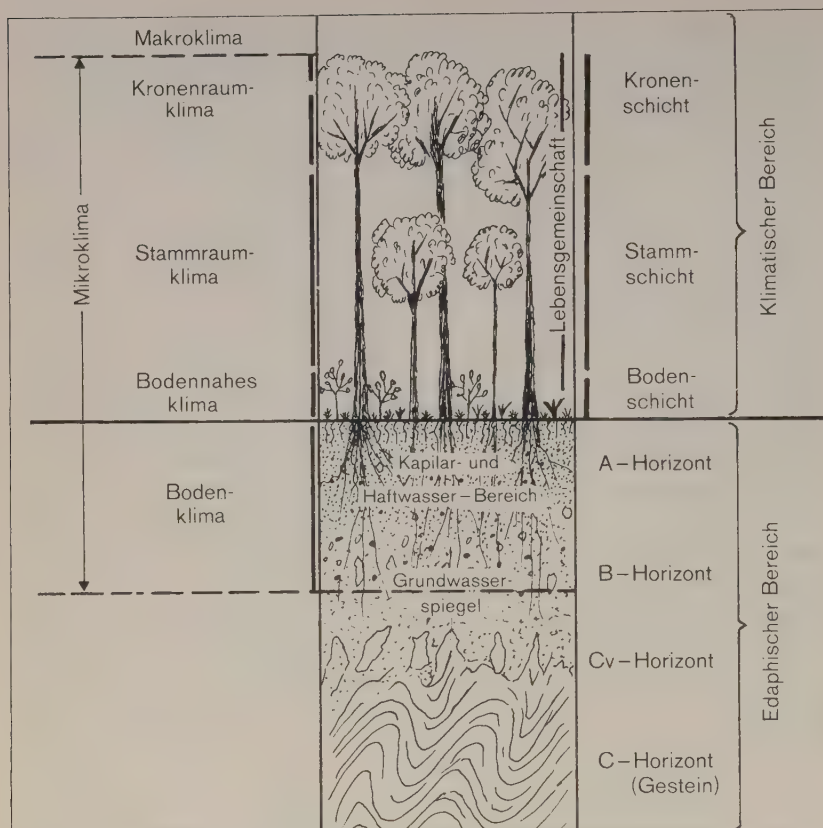


Abb. 24: Mikroklimatischer Bereich in einem Ökotope (nach TROLL 1950)

vertikale Wirkungsbereich des Mikroklimas damit bezeichnet, wenn er – z. B. in einem hochstämmigen Vegetationsbestand oder in einem Hochhauskomplex – über die bodennahe Luftschicht im wörtlichen Sinne hinausreicht.

Die mikroklimatische Betrachtungsweise ist die Methode zur Erfassung des bodennahen, standörtlichen Sonderklimas. Es sollen die auf kleinem Raum stark abweichenden Meßwerte erfaßt werden. Die makroklimatische Betrachtungsweise will dagegen umgekehrt von den mikroklimatischen Meßwerten abstrahieren. Deshalb wird das Mikroklima in Sondernetzen ermittelt mit Instrumenten, die im Bereich der bodennahen Schichten (bis ca. 50 cm), am Boden und in den oberen Bodenschichten (bis ca. 50 cm Bodentiefe) messen. Meist müssen kurzfristige Meßreihen Verwen-

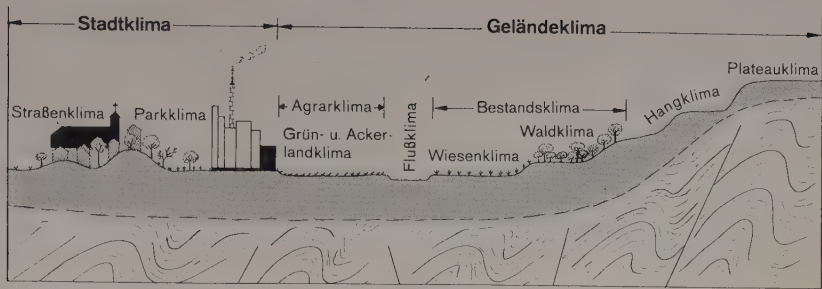


Abb. 25: Mikroklimateilung und Raumdifferenzierung

finden. Hinzu kommen Meßfahrten, Infrarotthermometrie, Phänologie.

Die Mikroklimatologie wurde 1911 von dem Botaniker G. KRAUS begründet und von R. GEIGER 1927 zu einem selbständigen Zweig der Klimatologie/Meteorologie ausgebaut. Den Ausdruck „Geländeklima“ hat K. KNOCH 1949 geprägt, während THORNTHWAITE 1953 für diesen Forschungszweig die international verständlichere Bezeichnung *Topoklimatologie* vorgeschlagen hat.

## 6.2 Der bodennahe Energieumsatz

Der entscheidende energetische Vorgang für die Ausprägung des Mikroklimas ist der Strahlungsumsatz an der Erdoberfläche. Ein Standort – bewachsen oder unbewachsen – wird ununterbrochen von Strahlungsströmen getroffen. Tagsüber überwiegen die Strahlungseinnahmen, nachts die Strahlungsausgaben. Auf die Oberfläche eines Standortes treffen kurzwellige direkte Sonnenstrahlung (I), kurzwellige, diffuse Strahlung (Himmelsstrahlung H) und die langwellige Gegenstrahlung (G) der Atmosphäre auf.

Ein Standort reflektiert Teile der kurzwelligen Sonnen- und Himmelsstrahlung (R), (Tab. 11) Teile der langwelligen Gegenstrahlung der Atmosphäre (r) sowie langwellige Wärmestrahlung (E) von der (bewachsenen) Bodenoberfläche. Diesem Energieumsatz an der Erdoberfläche genügt die Formel

$$Q = (I + H + G) - (R + r + E) \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$$

Selten ist allerdings die Summe der Strahlungsströme, die die Erdoberfläche eines Standortes treffen, gleich der Summe der Strahlungsströme,

Tab. 11: Reflexionsanteil (R) verschiedener Landschaftselemente in % für die Globalstrahlung (I+H) bei diffuser Reflexion (nach GEIGER 1961)

Neuschneedecke	75–95	unreines Gletschereis	20–30
geschlossene Wolkendecke	60–90	Sandboden	15–40
Altschneedecke	40–70	Wiesen und Felder	12–30
reiner Firnschnee	50–65	geschlossene Siedlungen	15–25
heller Dünensand, Brandung	30–60	Wälder	5–20
reines Gletschereis	30–46	dunkler Ackerboden	7–10
unreiner Firnschnee	20–50	Wasserflächen, Meer	3–10

die von ihr ausgehen. Tagsüber ist die Summe von I, H und G größer als die Summe von R, r und E. Nachts, wenn Sonnen- und Himmelsstrahlung sowie der reflektierte Anteil R gleich 0 werden, ist nur die Gegenstrahlung (G) wirksam. Dieser stehen dann der reflektierte Anteil der Gegenstrahlung (r) und die Temperaturstrahlung der Erdoberfläche (E) gegenüber. Da diese beiden fast immer größer sind als die Gegenstrahlung, wird die Strahlungsbilanz nachts gewöhnlich negativ. Es herrscht nur Ausstrahlung.

Die Strahlungsbilanz (Q) ist bei Tage positiv, bei Nacht negativ. Energieüberschüsse und -defizite führen zu täglicher Erwärmung und nächtlicher Abkühlung des Bodens (B), der Pflanzenbestände (P) und der Luft (L). Ebenso ergibt sich ein beiderseitiger Energietransfer zwischen der täglichen Evaporation (V) bzw. der nächtlichen Kondensation (Sublimation) sowie von täglicher Kohlendioxidassimilation (D) bzw. nächtlicher Respiration der Pflanzen. Weiterhin entstehen noch Energiegewinne und -verluste durch Niederschläge (N) und horizontale Advektion (K). Werden alle auf die Oberfläche eines Standortes hin gerichteten Energieströme als positiv, alle von ihr weg gerichteten als negativ bezeichnet, so ergibt sich folgende Wärmehaushaltsgleichung (BERGER-LANDEFELDT 1967, KRAUS 1970)

$$Q + L + B + V + P + D + N + K = 0$$

Die einzelnen Glieder der Wärmehaushaltsgleichung haben stark unterschiedliche Werte, je nachdem der Energieüberschuß zur Erwärmung der Pflanzendecke, des Bodens und der Luft oder zur Evaporation verwendet wird. Standorte mit reichem Wasserangebot z. B. verbrauchen viel Energie für den Wasserhaushalt (V), so daß weniger für den fühlbaren Wärmehaushalt (L) übrigbleibt. Daher sind nasse Standorte relativ kühl. Bei trockenen Standorten ist es umgekehrt.



Im Jahresmittel ist die Energiebilanz des Bodens und der Pflanzenbestände fast ausgeglichen. Die Energieabfuhr wird vorwiegend zur Erwärmung der Luft und zur Verdunstung von Wasser benutzt. Die für die Photosynthese gebrauchte Energiemenge ist um zwei Zehnerpotenzen kleiner als die der sonstigen Größen. Sie ist aber die einzige Energiemenge, die am Standort gespeichert wird und mehrfach umgesetzt werden kann. Die aufgezeigten Haushaltsgrößen sind nicht unabhängig voneinander, sondern im Sinne eines Verbundsystems zusammengeschlossen und fast alle voneinander abhängig.

### 6.2.1 Der Energieumsatz Erdoberfläche – Atmosphäre (L)

Über der Bodenoberfläche kommt es tagsüber zu einem Energiestrom, der in die Atmosphäre gerichtet ist. Die tägliche Erwärmung und nächtliche Abkühlung der Atmosphäre durch die Strahlung erfolgt stets vom Boden her durch Wärmeaustausch. Die direkte Strahlungsabsorption durch die Luft ist sehr gering und führt kaum zu Temperaturschwankungen über 0,5°C. Am Erdboden hingegen sind die Unterschiede außerordentlich groß. Die Wärmeübertragung vom Boden in die Luft erfolgt vorwiegend durch den turbulenten, regellosen Massenaustausch (Scheinleitung). Nur in einer hauchdünnen, weniger als 1 mm starken Grenzschicht vollzieht er sich durch direkte molekulare Wärmeübertragung. Unmittelbar darüber ist dann bereits die Wärmescheinleitung um ein Vielfaches wirksamer. Sie vollzieht sich in zwei Formen, dem Reibungsaustausch und dem Konvektionsaustausch. Der Reibungsaustausch, der Tag und Nacht wirksam ist, erfolgt im allgemeinen durch den Wind, der durch die Rauigkeit der Oberfläche gebremst wird. Dadurch entstehen über dem Boden Scherungskräfte und Wirbel, die ihn verursachen. Der Konvektionsaustausch erfolgt durch die Abgabe wärmerer Luftmassen am Erdboden an die kühleren Luftmassen darüber. Diese werden aufgeheizt, damit zugleich labilisiert und durch Turbulenzen zum Ausgleich gedrängt. Der Konvektionsaustausch tritt nur am Tage auf, wenn das Wärmegefälle von der Erdoberfläche weggerichtet ist (Einstrahlungstyp). Nachts verhindert eine stabile Schichtung den Konvektionsaustausch (Ausstrahlungstyp).

Die starke Temperaturabnahme mit der Höhe ist an klaren Sommertagen gut über erwärmten Oberflächen zu beobachten, z. B. Asphaltstraßen, dunklen Autodächern, wenn am Boden die erhitzte Luft Spiegelungen oder – in zahlreichen Blasen aufsteigend – das bekannte Flimmern hervorruft. Das Temperaturgefälle nimmt mit wachsender Entfernung von der Erdoberfläche rasch ab.

### 6.2.2 Der Energieumsatz Erdoberfläche – Boden (B)

Tagsüber wird ein Teil der überschüssigen Energie vom Boden aufgenommen. Als Mittel für den Wärmetransport in den Boden dient praktisch nur die molekulare Wärmeleitung. Hat die Oberfläche Energiedefizit (nachts), so strömt Energie aus der Tiefe des Bodens gegen die Erdoberfläche, über die sogar Energie an die Luft abgegeben wird. Dadurch wird ein bestimmter Temperaturgang im Boden erzeugt. Entscheidend für die Eindringtiefe des Temperaturganges und die in dem Boden auftretenden Temperaturwerte sind die Wärmekapazität (Volumenwärme) und die Wärmeleitfähigkeit. Trockene, poröse Böden mit einem hohen Luft- und einem geringen Wassergehalt haben eine geringe Volumenwärme und schlechte Wärmeleitfähigkeit. Sie erhitzen sich am Tage sehr schnell und stark (z. B. Kalkböden, Sande, in Dünen, Steppen oder Wüsten). Feuchte und luftarme Böden, die infolge ihres hohen Wassergehaltes eine große Wärmekapazität besitzen, erwärmen sich tagsüber nie zu extremen Werten, dafür aber wegen der guten Wärmeleitfähigkeit um so nachhaltiger bis in größere Tiefen.

Die molekulare Leitfähigkeit wirkt sich auch merklich auf den Grad der Erhitzung der Bodenoberfläche am Tage als auch auf die Intensität der nächtlichen Ausstrahlung und Abkühlung aus. Ist die Wärmeleitfähigkeit der Bodenoberfläche gering, so kann diese in stärkerem Maße erwärmt werden; ist die Wärmeleitung groß, geht ein beträchtlicher Teil der Wärmeenergie in die Bodenschichten hinein. Bei großer Wärmeleitfähigkeit ist die nächtliche Auskühlung der Bodenoberfläche gering, da die an der Oberfläche durch Ausstrahlung verlorene Wärme zu einem großen Teil durch den Bodenwärmestrom ersetzt wird.

Infolge unterschiedlicher Wärmeleitfähigkeit der Bodenarten und Bodenbedeckung kommt es mithin auch zu starken Differenzierungen der Temperaturverhältnisse der bodennahen Luftschicht. Wegen der nächtlichen Abkühlung der Bodenoberfläche bildet sich oft eine Bodeninversion der Temperatur aus. Die Häufigkeit des Frostes nimmt daher mit Annäherung an den Erdboden sehr schnell zu. Im Winter können nach ruhiger Strahlungsnacht, zumal über einer Schneedecke, mit dem bodennah angebrachten Minimumthermometer bis zu 12°C tiefere Temperaturen registriert werden als in der Meßhütte 2 m darüber. Schwanken die Temperaturen um den Gefrierpunkt, so tritt wegen der Zunahme der täglichen Temperaturamplitude zum Boden hin dort wesentlich häufiger Frostwechsel ein, bei dem die Temperatur am Tage über den Gefrierpunkt ansteigt und nachts unter diesen sinkt. Im periglazialen Bereich der subpolaren Breiten und der subnivalen Hochgebirgsstufe ist dieser am Boden häufig registrierte Frostwechsel von auffallender morphologischer Wirksamkeit in Form von starker Solifluktion und der Bildung von Strukturböden.

### *6.2.3 Der Energieumsatz durch Verdunstung bzw. Kondensation (V)*

Das Wasser eines Bestandes oder des Bodens an der Erdoberfläche wird durch Verdunstung vorwiegend über den Massenaustausch und zum kleinen Teil durch Diffusion an die Atmosphäre abgegeben. Es tritt oberhalb der feuchten Bodenoberfläche eine Zone auf, in der sich durch Turbulenz und Konvektion feuchte und trockene Luftmassen mischen. Dadurch entsteht eine gewisse Wasserdampfunaue über der Bestandsoberfläche. Der Wasserdampfstrom ist gewöhnlich tagsüber von der Erdoberfläche fortgerichtet. Es findet also Verdunstung (Evapotranspiration) statt, zu der Energie gebraucht wird. Nachts kommt es im allgemeinen zum umgekehrten Vorgang, indem der Wasserdampfstrom auf die Oberfläche zu gerichtet ist. Es tritt dann Kondensation oder bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt Sublimation ein. Als Ergebnis der Kondensation oder der Sublimation erscheinen Tau bzw. Reif oder Rauhreif. Dabei wird Energie frei. Evaporation und Kondensation unterscheiden sich also durch die Strömungsrichtung des Wasserdampfes und ändern damit ihre Vorzeichen.

### *6.2.4 Der Energieumsatz am Pflanzenbestand (P)*

Ein Pflanzenbestand an einem Standort hat im allgemeinen eine dämpfende Wirkung. Er hemmt die Energieströme, die tags von der Bestandsoberfläche fort- und nachts dieser zugeführt werden müssen, indem er einen Teil davon aufnimmt bzw. liefert. Daraus ergibt sich, daß am Tage nur Teile der ankommenden Energie bis zur Bodenoberfläche durchdringen und nachts die Bodenoberfläche auch nur einen Teil der in einem Bestand benötigten Energie liefert. Bei dicht bestandener Bodenoberfläche ist der Boden selbst nur mittelbar und in wesentlich geringerem Umfange als die schütter mit Vegetation bedeckte Oberfläche am Energieumsatz beteiligt. Die Größe dieser Beteiligung richtet sich natürlich nach der Höhe, der Dichte und der Struktur des Bestandes. An vegetationslosen Standorten ist dann schließlich die Oberfläche des Bodens voll am Energieumsatz beteiligt.

### *6.2.5 Energieumsatz und Photosynthese bzw. Respiration (D)*

Für die Photosynthese ist nur ein schmaler Wellenbereich der Strahlung als Energie nutzbar. Aus der gesamten Energiemenge, die einen Pflanzenstandort trifft, werden nur 2% der Strahlung aus dem Energiehaushalt genutzt. Sie bestreiten den gesamten Stoffhaushalt der Pflanzen am Standort

und halten alle physiologischen Prozesse der gesamten Biosphäre in Gang. Ein Teil der bei der Photosynthese gebundenen Energie wird bei der Respiration wieder frei.

### 6.2.6 Der Energieumsatz durch Niederschläge (N)

Der Energieumsatz durch Niederschläge ist außerordentlich gering. Durch Regen verändern sich die Wärmeleitfähigkeit und die Wärmekapazität des Bodens. Große Teile des Niederschlags bleiben an den Pflanzen hängen. Durch diesen als Interzeption bezeichneten Vorgang wird der Wärmehaushalt eines Standortes um ein Vielfaches mehr beeinflusst als durch die Wassertemperatur des Niederschlags selbst.

### 6.2.7 Energieumsatz und Advektion (K)

Im Nebeneinander verschiedener Standorte sind die Einflüsse kleinräumiger Differenzierungen der Erdoberfläche auf die Strahlungsbilanz besonders wirksam. Albedo, Wärmekapazität (spez. Wärme) und Wärmeleitfähigkeit wechseln häufig sehr rasch von Standort zu Standort. Hierbei sind neben den vertikalen Energieströmen auch die horizontalen Austauschfaktoren in Rechnung zu stellen (Advektion). Ein Nebeneinander von Wald und offenem Land trägt z. B. zu diesen advektiven Vorgängen bei.

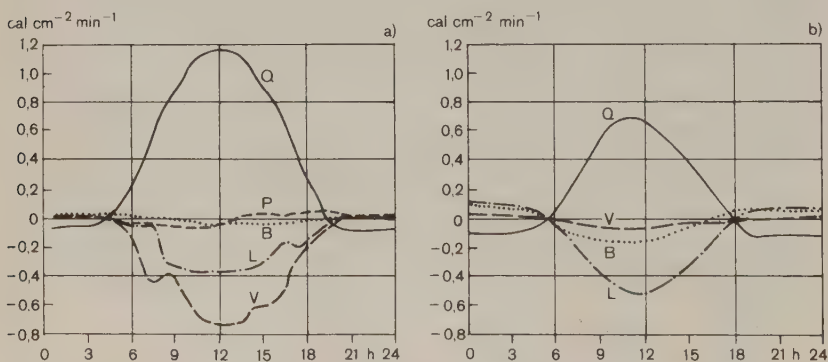


Abb. 26: Tagesgang des Energieumsatzes (nach BAUMGARTNER 1956)

a) in einem jungen Fichtenbestand bei München während einer hochsommerlichen Strahlungswetterlage

b) im Trockengebiet der Gobi (Mai 1931) (nach ALBRECHT und HAUDE 1931)

Q = Strahlungsbilanz, B = Energieumsatz im Boden, L = Energieumsatz in der Atmosphäre, V = Energieumsatz durch Verdunstung und Kompensation, P = Energieumsatz des Pflanzenbestandes



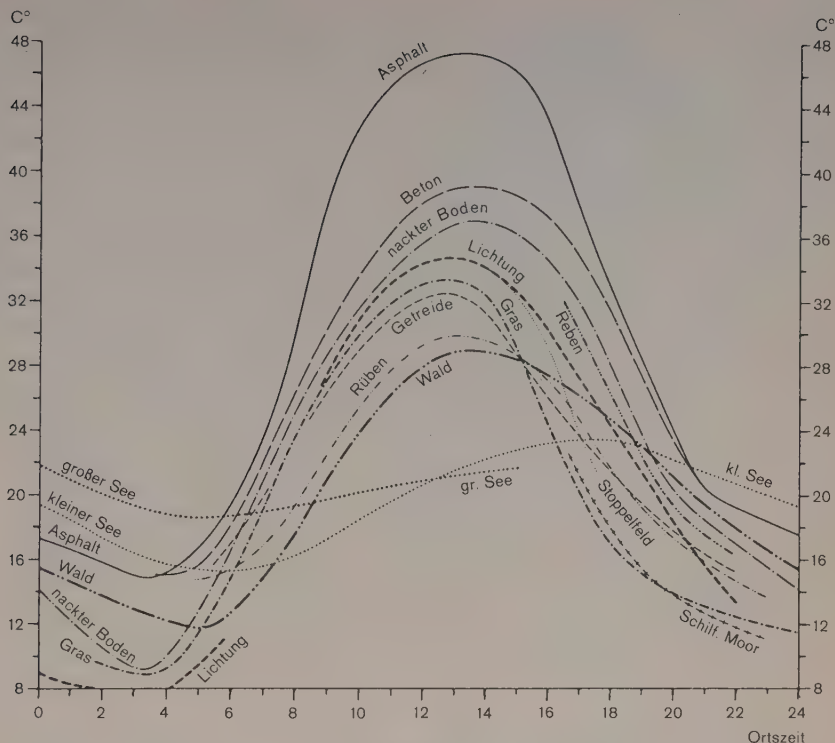


Abb. 27: Temperatur verschiedener Oberflächen an einem Hochsommer-Strahlungstag auf 50° Geogr. Breite (nach verschiedenen Autoren)

Das extremste Beispiel dieser Art ist eine feuchte Oase inmitten einer trockenen Wüste. Hier hat die starke advective Einflußnahme zu dem Begriff des „Oaseneffektes“ geführt, der insbesondere den Verdunstungsvorgang stark beeinflusst. Abb. 26 zeigt den Tagesgang des Energieumsatzes an zwei Beispielen. Abb. 27 kennzeichnet das unterschiedliche Ein- und Ausstrahlungsverhalten am Tagesgang der Temperatur verschiedener Oberflächen.

### 6.3 Landschaftsräumliche Aspekte des Mikroklimas (Geländeklima)

Im Rahmen der *Geländeklimatologie* (Topoklimatologie) wird der Einfluß des differenzierten Gefügemusters der Erdoberfläche auf das bodennahe Klima in kleinen Raumeinheiten untersucht. Es unterscheidet sich daher von dem in der Wetterhütte, in 2 m Höhe über einer genormten Rasenflä-

che beobachteten und in der Wetterkarte registrierten Makroklima, indem die Vielfalt der standörtlichen Einflüsse auf das bodennahe Klima, wie sie der ständige Strahlungsumsatz an der Bodenoberfläche hervorruft, ermittelt werden.

Von den Faktoren der Erdoberfläche werden vor allem die thermischen und hygrischen Elemente des Klimas modifiziert. Um die lokalen Sonderphänomene des Klimas unterhalb der üblichen makroklimatischen Stationen erfassen zu können, sind besondere Verfahrensweisen notwendig. Im einfachsten Falle lassen sich geländeklimatologische Phänomene direkt beobachten, z. B. die Zusammenhänge zwischen der Vegetationsentwicklung und der weichenden Schneebedeckung im Frühjahr. Methodisch fixiert sind bereits die Beobachtungen im Rahmen der Phänologie, wodurch sich anhand des vegetativen Jahreszyklus der Pflanzen das lokale Wärmeklima erfassen läßt. Geländeklimatische Messungen erfolgen meist anhand von Sondernetzen, deren Meßgeräte Klimawerte in der bodennahen Luftschicht am Boden und im Boden registrieren. Mit Hilfe von Meßfahrten läßt sich der Raum zwischen den Stationen mit Meßwerten überbrücken. Nachteile sind dadurch gegeben, daß kleine Räume sehr viele Sonderklimate aufweisen, so daß sie kaum alle ermittelt werden können. Flächendeckende geländeklimatische Raummuster lassen sich heute über die Infrarot-Thermometrie und durch Radarmessungen erfassen.

### *6.3.1 Das thermische Geländeklima*

Ein wesentliches Merkmal des Geländeklimas ist das reliefbedingte Temperaturfeld. Dieses läßt auffällige Abweichungen vom makroklimatischen Temperaturfeld erkennen, für die nicht nur das Relief, sondern alle anderen meteorologischen Elemente und ihr Verhalten im bodennahen Raum verantwortlich sind.

Bereits geringe Unebenheiten im Gelände verursachen erstaunliche Abweichungen im mikroklimatischen Bereich. In einem zertalten Gebiet sind die Hänge gegenüber kühleren Hochflächen und feuchten Niederungen begünstigt. Während bei Nacht die Hangneigung entscheidend für diesen Befund ist, ist am Tage die Hangexposition ausschlaggebend. In mittleren Breiten der Nordhalbkugel zeigt besonders die Süd- bis Südwest-Exposition (und entsprechend auf der Südhalbkugel die Nord- bis Nordwestexposition) eine Begünstigung. In polnäheren Breiten erweitert sich die Südhang-(Nordhang)begünstigung im Sommer, dem längeren Tagbogen der Sonne entsprechend nach West und Ost. Durch zahlreiche mikroklimatische Meßreihen zur Temperaturverteilung in Tälern konnte festgestellt werden, daß der der Hangneigung folgende Kaltluftfluß oberhalb durch

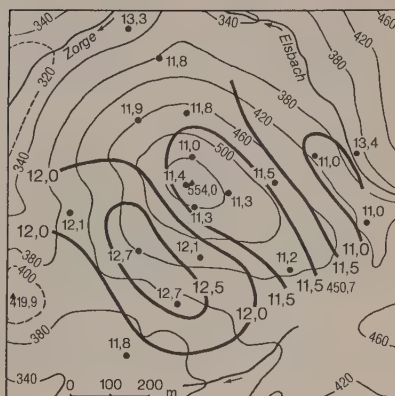
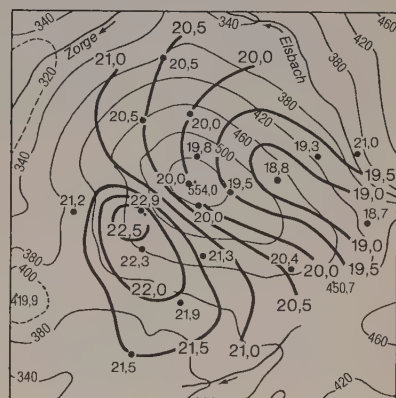
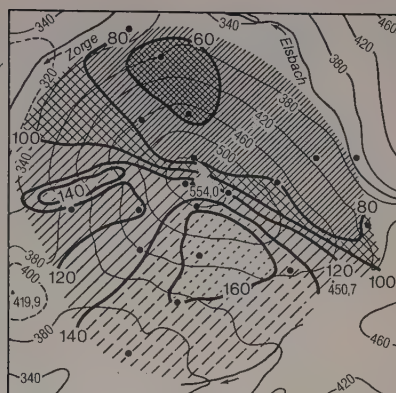


Abb. 28: Strahlung und Temperatur am  
Staufenberg (Harz) (nach HARTMANN  
u. a. 1959)

a) potentielle Jahressumme der Sonnenbestrahlung in Kcal/m<sup>2</sup> (nach der Methode von A. MORGEN)

b) tägliche Maximumtemperatur in 40 cm Höhe in °C (Mittel der Tage 15., 16., 18. und 19. Juni 1954)

c) tägliche Mittelwerte der Erdbodentemperatur in 5 cm Tiefe in °C (Mittel der Tage 15., 16., 18. und 19. Juni 1954)

einen gegen die Hänge gerichteten Warmlufttransport kompensiert wird. Hieraus folgt auch, daß die mittleren Hangpartien begünstigt sind, während die größte Frostgefahr in den untersten Lagen abgeschlossener Täler besteht (Kaltluftseen, Frostlöcher).

Am Tage sind die örtlichen Temperaturunterschiede in Bodennähe bei weitem nicht so groß, weil die am Boden erhitzte Luft sofort in zahlreichen Blasen aufsteigt. Abweichungen sind hauptsächlich von dem Bewuchsgrad, von der Bodenfarbe und von der Bodenfeuchtigkeit abhängig. Ein gutes Beispiel bieten die Untersuchungen am nahezu kegelförmigen Staufenberg (Abb. 28).

Die stärkste Einstrahlung zeigt sich auf dem mittleren oberen Südhang des Staufenberges. Die unteren und mittleren Teile des Nordhangs weisen die geringsten Einstrahlungswerte auf. Das Bild der Strahlung bedingt auch den Verlauf von geländeklimatischen Isothermen. Maximale Temperaturen mehrerer Junitage, gemessen in 40 cm Höhe, wurden am Südwesthang gemessen. Demgegenüber weist der Nordosthang die geringsten Werte der Temperatur aus. Die Tagesmittel der in 5 cm Tiefe gemessenen Erdbodentemperaturen folgen diesem Raummuster der oberflächennahen Temperaturen fast vollständig.

BÖHM (1966) analysierte ein vergleichbares Phänomen. Der Bergschatten im Paznaun-Tal (Ostalpen) ist danach abhängig von der Talrichtung, der Talweite und von den Hangneigungswinkeln. Talrichtung und Exposi-

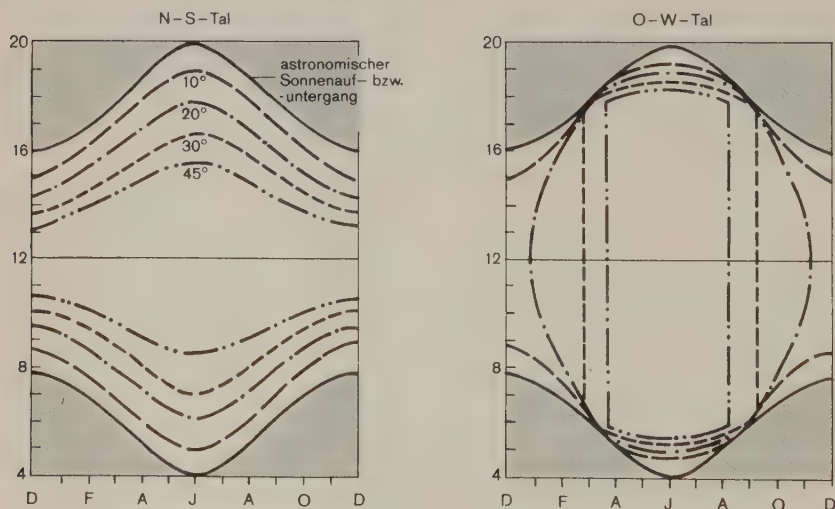


Abb. 29: Dauer der Besonnung und Beschattung (Skio-Isoplethen) in Tälern verschiedener Laufrichtungen bei unterschiedlicher Horizontüberhöhung für 47°N (nach SAUBERER-DIRMHORN 1958, aus BÖHM 1966)



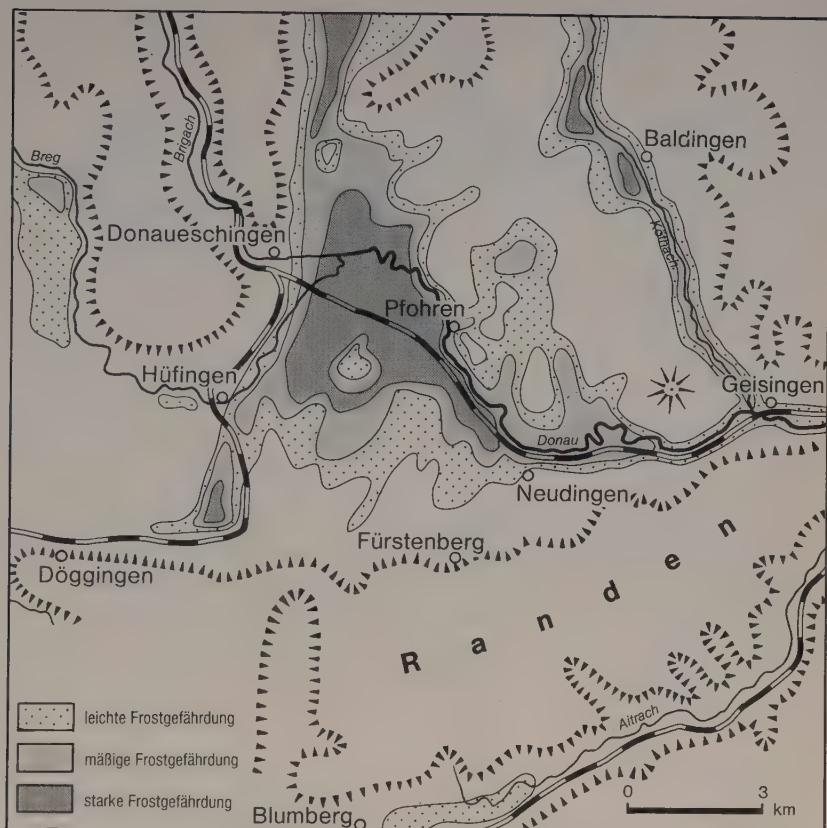
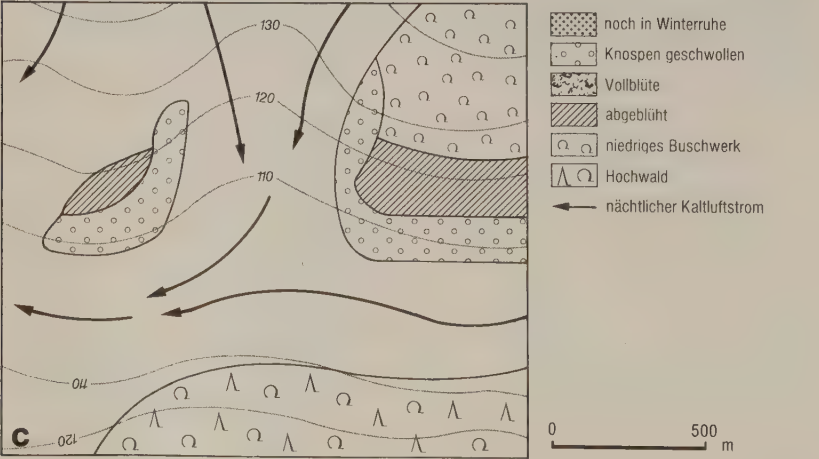
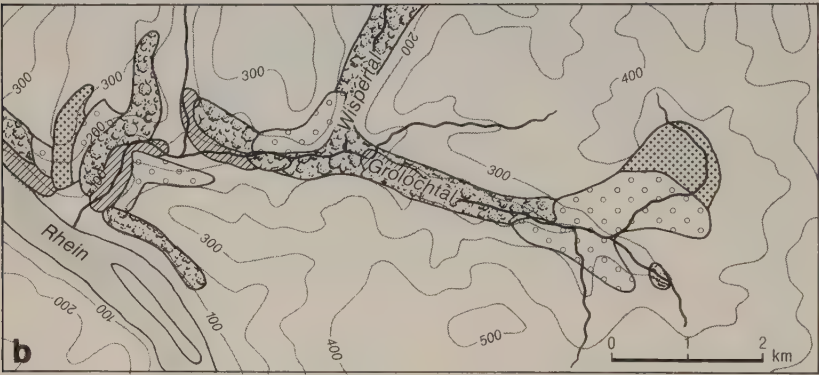
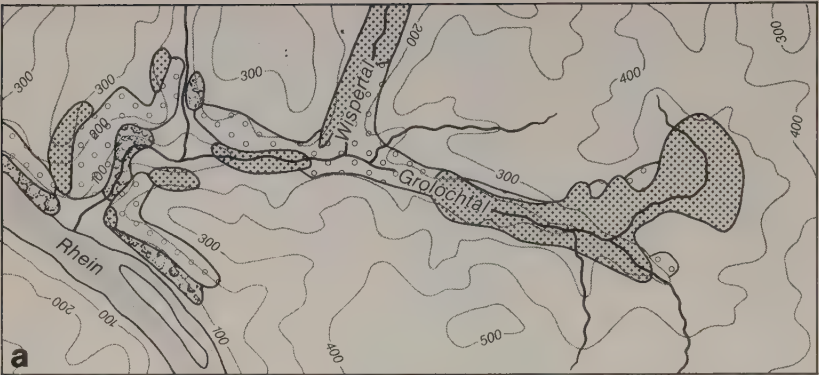


Abb. 30: Frostgefährdete Gebiete in der Baar (nach AICHELE 1951)

tion der Hänge bedingen die Tagesdifferenzen der Beschattung, Hangneigung und die Höhe der umrahmenden Gebirgsstöcke steuern den Jahresgang des Schattens. In Form von Skio-Isoplethen lassen sich Tages- und Jahresgang der Besonnung ermitteln. Der Bergschatten prägt in Gebirgslandschaften wesentlich das Bild der Kulturlandschaft. Getreideäcker finden sich nur auf den ausgesprochenen Sonnenseiten des Tales (Abb. 29).

Dem reliefbedingten, von der Strahlung gesteuerten Geländeklima steht das von den dynamischen Gesetzen der Schwerkraft geprägte gegenüber. Kalte Luft ist schwerer als warme. Sie fließt in geschlossene Senken, wo sie nicht abfließen kann. Es bilden sich Kaltluftseen. Die abgeflossene Kaltluft staut sich nur bis zu einer gewissen Höhe an. Von dieser Höhe ab fließt sie weiter in Richtung des stärksten Gefälles. Kaltluftseen lassen sich in ihrer räumlichen Erstreckung auch über Frostschadenskartierung-



◁ Abb. 31: Phänologische Beobachtungen im Wispertal bei Lorch (Rheingau) (nach HORNEY 1966)

gen erschließen. Extremste Frostgefährdung ergibt sich für das Gebiet der Baar in der muldenförmigen Senke mit großem Kaltlufteinzugsgebiet und ohne vertieften Durchlaß zu tieferen Geländeteilen (Abb. 30).

Die thermischen Verhältnisse eines Landschaftsausschnittes können auch über Zustandsbeschreibungen der Vegetation kartiert werden, ohne dichte Meßstellennetze in Anspruch zu nehmen. Für das Wispertal im nördlichen Rheingau kartierte HORNEY (1966) das thermische Geländeklima über den Zeitpunkt der Schlehenblüte. Abb. 31 weist die Blühphasen am 21. April und am 29. April 1965 aus. Drei beeinflussende Phänomene können interpretiert werden. Meereshöhe und Geländeexposition verursachen besonders im Bereich des dichter bebauten Talausganges und an den wärmeren, süd gerichteten Hängen eine frühe Vollblüte. In dem breiteren Abschnitt des Groloch-Tales sammelt sich an Strahlungstagen Kaltluft von den Höhen und verzögert nicht nur den Blühbeginn an den begünstigten unteren Hängen, sondern auch im Bereich der Fall-Schneisen der kühleren Luft. Zusätzlich verursacht der häufige kühle Bergwind (Wisperwind) an Strahlungstagen mit merkbaren Windstärken bis zu 4 m/s eine Abwandlung der Regel, indem die Schlehenblüte an vom Windstrom stärker betroffenen Prallhängen trotz expositioneller Gunst erst später blühen.

### 6.3.2 Das hygrische Geländeklima

Die extremen Temperaturverhältnisse in Bodennähe haben auch entsprechend starke Schwankungen der Feuchtigkeit zur Folge. Die Quelle der atmosphärischen Feuchtigkeit liegt über einem Standort an Erdboden in den Verdunstungsvorgängen. Deshalb tritt in der Nähe des Bodens beinahe immer auch das Maximum der absoluten Feuchte ein. Nur wenn advektiv herangeführte feuchte Luft über einem bewachsenen Standort die Luftfeuchtigkeit in Tau überführt, kann der höchste Wert der absoluten Feuchtigkeit auch in etwas höherem Niveau, nämlich in der Pflanze selbst, liegen.

Die absolute Feuchte zeigt in Erdbodennähe einen recht gut ausgeprägten täglichen Gang. Ihr Wert ist in den frühen Morgenstunden gering, wenn auch die Temperatur niedrig ist. Die Feuchtigkeit nimmt infolge der einsetzenden Verdunstung bis zu einem Maximum in den Vormittagsstunden zu, um dann wieder abzusinken, da die Bodenschicht allmählich austrocknet und der Wasserdampf ebenfalls durch die zunehmende Bodener-

hitzung in die Höhe abgeführt wird. Während der wärmsten Tageszeit tritt daher ein zweites Minimum ein. Gegen Abend, wenn die Transpiration der Pflanzen den Abtransport durch Turbulenz immer mehr überwiegt, nimmt der Wassergehalt wieder zu, um nachts, wenn er sich als Tau niederschlägt, zusammen mit dem Taupunkt erneut zu sinken.

Auch die relative Feuchtigkeit, die von der Temperatur abhängig ist, nimmt im allgemeinen mit der Höhe ab, meist nachts stärker als am Tage. In den Mittagsstunden, bei starker Einstrahlung, kann die relative Feuchtigkeit aber nach oben hin zunehmen, weil dann die Verdunstung mit der durch die Erhitzung der bodennahen Luft sprunghaft gesteigerten Feuchtigkeitskapazität nicht Schritt halten kann.

Die lokalen Temperaturunterschiede werden bei nächtlicher Reif- oder Taubildung deutlich sichtbar. Die Feuchtigkeitssättigung zeigt sich bereits rasch nach dem Sonnenuntergang am Boden und den niedrigen Vegetationsbeständen, da der Taupunkt erreicht wird und Tau- und Reifbildung beginnen, während in einigen Metern Höhe über dem Erdboden noch keine Feuchtigkeitssättigung erreicht wird. In den Trockengebieten der Erde kann der Tau für die Vegetation von Bedeutung werden, da er durchaus einige Millimeter im Monat erreicht und dort den Niederschlag ersetzt. Da die absolute Wasserdampfmenge bei hoher Temperatur wesentlich größer ist als bei niedriger, spielt der Tau-Niederschlag vorwiegend in warmen Klimagebieten eine gewisse Rolle. Der absolute Wasserdampfgehalt heißer Wüstenluft kann durchaus ansehnlich sein, auch wenn tagsüber die relative Feuchtigkeit auf sehr geringe Werte absinkt.

Das lokale Relief übt einen merklichen Einfluß auf die regionale Niederschlagsverteilung und -menge aus. Schon Erhebungen geringer Höhe können Niederschlagsmengen örtlich bis zu 20% steigern, ohne daß ausgeprägte, adiabatische Abkühlvorgänge vorliegen. Da bei hohen Windgeschwindigkeiten die Niederschlagsteilchen von der Luftströmung mitgerissen werden und deshalb schwerer ausfallen können, ist im Gegensatz zu den makroklimatischen Verhältnissen der Niederschlag auf der Luvseite in den oberen Partien, wo sich die Stromlinien drängen, geringer als auf der Leeseite. Besonders deutlich tritt das an Bergkämmen auf, wo Schneeakkumulation im Windschatten von Felsen, Bäumen oder Gebäuden oder auch die Bildung von Schneewächten auf den Graten der Berge im Lee stärker sind als auf der Luvseite. Diese mikroklimatische Erscheinung wirkt sich auch großräumig auf die Tatsache aus, daß die Gletscherfelder häufig im Lee von Gebirgen besser ernährt werden und damit tiefer zu Tal gehen als auf der Luvseite.

Den kleinräumigen Einfluß des Reliefs auf die Niederschläge hat OLBRÜCK (1967) mit Hilfe von Radar-Aufnahmen für Schleswig-Holstein analysiert. Die Zahl der Regenschauer an Geländehindernissen, an den ei-



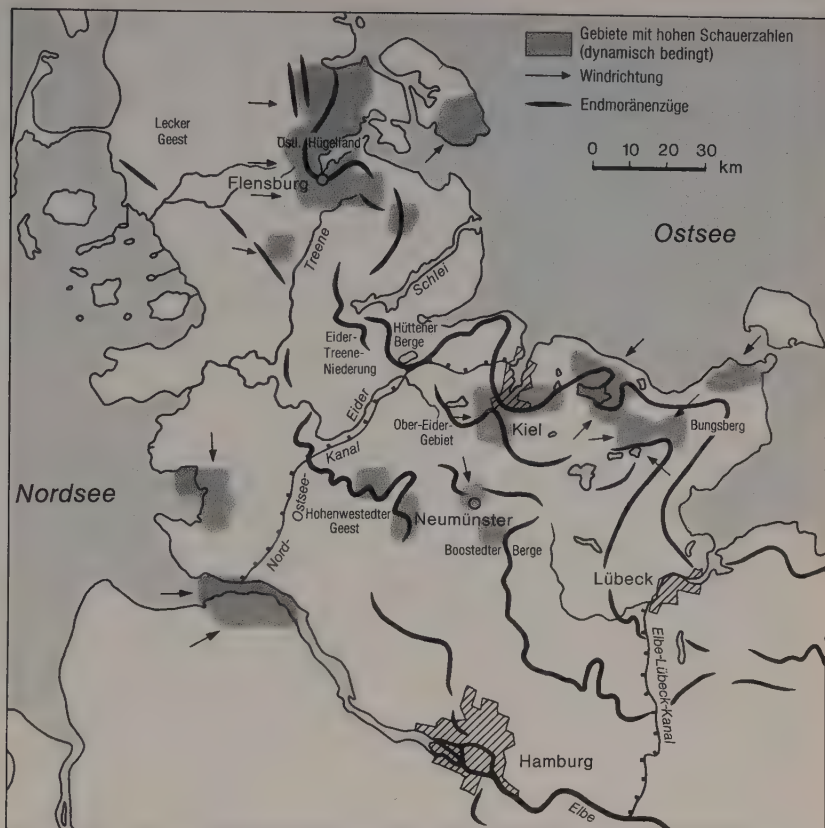


Abb. 32: Relief und Niederschlag in Schleswig-Holstein (nach OLBRÜCK 1967)

nige Dekameter hohen Endmoränenwällen der jüngsten Vereisung, nimmt deutlich zu gegenüber dem Flachrelief der Geest (Abb. 32).

Eine markantere Einflußnahme im geländeklimatischen Maßstab zeigt sich auch deutlich an der Niederschlagsverteilung in den deutschen Mittelgebirgen. Untersuchungen (SCHIRMER 1955, 1966, 1973) haben ergeben, daß die auftretenden Maximum- und Minimumzonen der Niederschläge sich zwar nicht in jedem Falle mit der lokalen Orographie in Übereinstimmung bringen lassen, es bestehen aber Zusammenhänge zwischen Wetterlage, Windrichtung und -stärke, die über thermodynamische Prozesse gesteuert werden. So entspricht der Reliefeinfluß manchmal dem Luv-Lee-Effekt. Dieser kann aber auch stark abgewandelt sein, besonders dann, wenn unterschiedliche Kondensationshöhen ihren Einfluß geltend machen (vgl. auch P. HERRMANN 1949 und E. STIEHL 1974).

Luvseiten von Gebirgen, denen häufig Wolken (Nebel) aufsitzen, verzeichnen meist auch ein Vielfaches an Niederschlägen. Manche Vegetationsbestände sind geradezu spezialisiert, den Nebel „auszukämmen“ und ihren Bereich mit höheren Niederschlägen zu versorgen. Nebelniederschläge sind in der Lage, das Zwei- bis Dreifache der normal registrierten Regenmenge zu liefern, insbesondere im Winterhalbjahr und in ozeanisch getönten Hochlagen mit häufiger Wolkenverhüllung. Dabei ist zu berücksichtigen, daß diese Nebelniederschlagsquelle nur in nebel- und windreichen Gebirgen wirksam werden kann und sie sich stets nur auf den Rand eines Bestandes voll auswirkt.

### 6.3.3 Geländeklima und Luftaufnahmen

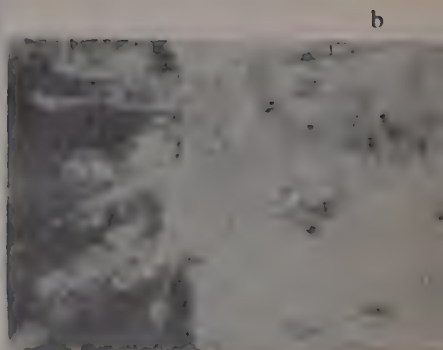
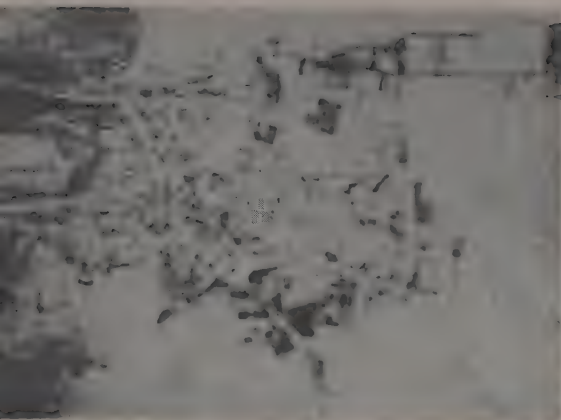
Ein räumlich nahezu lückenloses Bild der geländeklimatischen Raumdifferenzierung, insbesondere des Wärmebildes, gestatten Infrarot-Luftaufnahmen eines bestimmten Wellenlängenbereiches. Aufnahmen während verschiedener Wetterlagen erlauben eine Analyse des Geländeklimas in Abhängigkeit von der Witterungsdynamik.

Abb. 33 zeigt Thermalluftbilder der Oberflächentemperaturen verschiedener Tages- und Jahreszeiten in der Rhein-Niederung südlich von Mannheim. Helle Tönungen zeigen hohe Oberflächentemperaturen an, dunkle relativ kalte Oberflächen.

Abb. 33a zeigt, daß die Wiesen und Felder am 14. 2. bereits um 11 Uhr relativ erwärmt waren. Die Baggerseen und der Rhein geben dagegen noch kühle Wassertemperaturen zu erkennen. Pflanzen können um diese Jahreszeit das thermische Bild der Erdoberfläche noch nicht bestimmen.

In Abb. 33b, die Ende Mai aufgenommen ist, tritt dagegen der Einfluß der Pflanzenbestände auf das thermische Geländeklima deutlich in Erscheinung. Nahezu jedes einzelne Feld erscheint als ein eigenes Element des thermischen Geländeklimas, da jeder Pflanzenbesatz bei gleicher Einstrahlung ein unterschiedliches thermisches Klima hervorruft.

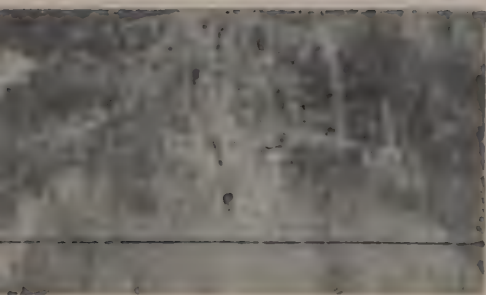
Abb. 33c (aufgenommen Mitte August 1973, 21 Uhr) läßt die Wasserflächen noch relativ warm erscheinen, da Wasser die Wärme länger zu speichern vermag und nicht nur später in der Nacht, sondern in der zweiten Hälfte des Jahres die gespeicherte Wärme langsam abgibt.



b



e



#### 6.4 Vegetation und Mikroklima (Bestandsklima)

Der Einfluß der Vegetation auf das bodennahe Klima, insbesondere auf die Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilungen, ist von der Größe, Höhe und Dichte des Pflanzenbestandes abhängig. Jede Obergrenze der Vegetationsbestände erzeugt eine wichtige klimatische Grenzfläche, in der sich die Eigenschaften des Klimas ändern, ähnlich wie am Boden selbst (vgl. Abb. 30). Ein Grund dafür, daß die Vegetation sich auf das Mikroklima auswirkt, liegt zum Teil in der stärkeren Absorption der einfallenden kurzwelligen Sonnenstrahlung durch die Vegetationsdecke. Im Gegensatz zu dem unbewachsenen Boden haben Pflanzen im Bereich langwelliger Wärmestrahlung eine geringe Absorptionsfähigkeit, das bedeutet einen Schutz gegen zu starke Wärmeeinstrahlung am Tage und gegen zu starke nächtliche Ausstrahlung. Pflanzenbestände mildern die Strahlungsgegensätze, wie sie auf nacktem Boden eintreten, durch eine gewisse Art von Filterwirkung. Jungwuchs eines Bestandes ist immer durch die thermischen Kontraste gefährdet.

Pflanzenbestände besitzen einen eigenen Wärme- und Wasserhaushalt. Die Temperatur innerhalb eines Waldbestandes, besonders dicht unterhalb der Baumkronen, ist tagsüber merklich niedriger als außerhalb des Waldes. Häufig entsteht eine schwache Zirkulation, die tagsüber aus dem Wald heraus und nachts als Feldwind vom Freiland in den Wald gerichtet ist. Stärker als niedrige Pflanzenbestände, wie Getreidefelder oder Wiesen, bildet der Wald ein eigenes Bestandsklima (*Waldklima*) aus.

Die relative Feuchte ist in Pflanzenbeständen im allgemeinen hoch, da die Transpiration auf den Blattunterseiten vor sich geht. Niederschlag kann in dichten Beständen hingegen den Boden meist nicht auf direktem Wege erreichen; er wird verteilt und kann daher stärker der Verdunstung anheimfallen. Während sich Nebel- und Taubildung günstig auf die Wärmebilanz auswirken, indem sie die Ausstrahlung vermindern und Kondensationswärme freigeben, hat die über eine Pflanzendecke durch Transpiration verstärkte Verdunstung einen Wärmeverlust zur Folge, der jedoch von den positiven Einflüssen weitgehend aufgewogen wird.

Abb. 34 zeigt, daß das Bestandsklima sehr stark geprägt ist von der Art des Bewuchses. Vergleicht man den Tagesgang der bodennahen Temperaturen in einer Wiese und in einem Wald, so zeigt sich deutlich, daß das Kronendach des Waldes die Einstrahlung mildert, allerdings auch die Gegenstrahlung erhöht. Damit wird die Ausstrahlung vermindert im Verhältnis zu einer relativ offenen Wiese. Tagsüber ist in einem Wald die Energieaufnahme höher, ebenfalls auch die Energieabgabe. Bei Nacht ist in jedem Falle die Energieabgabe geringer als an einer Wiese. Zugleich ist in einem Wald das Klima nachts erheblich wärmer als in einem nach oben



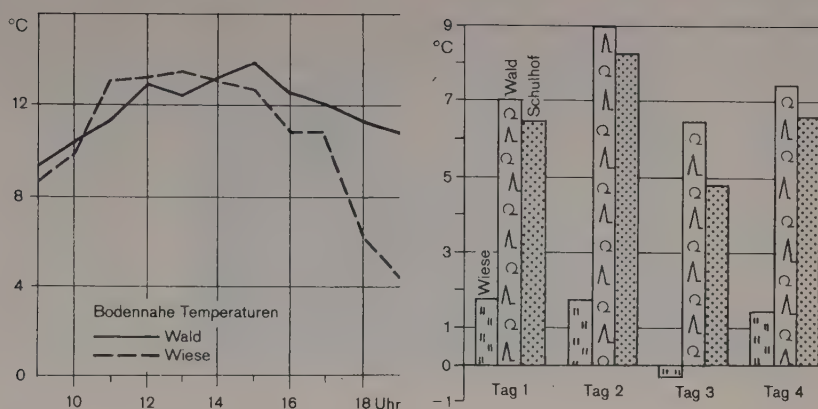


Abb. 34: Temperatur-Tagesgänge an der Bodenoberfläche (nach FRANKENBERG 1980)

a) in einem Wald und einer Wiese bei Weeze-Baal im Oktober 1979

b) Minimum-Temperaturen des Zeitraumes vom 16. Oktober bis 20. Oktober 1979 an drei Meßstellen in Weeze-Baal

nicht abgeschirmten Gelände wie einer Wiese. Als Dämpfungserscheinung wird in einem Wald der Maximalpunkt der Temperatur später erreicht als in einer Wiese. Somit ist das Bestandsklima des Waldes insgesamt wesentlich ausgeglichener als das einer offenen Wiese.

In Abb. 35 wird die vertikale Differenzierung von Temperatur ( $t$ ), Wasserdampf ( $e$ ) und Wind in einer Wiese dargestellt. Die bodennahe Grenzschicht erweist sich als sehr kühl. Bei vollkommener Lufruhe erreicht die relative Luftfeuchtigkeit ( $r.F.$ ) schnell den Taupunkt. Auch der Dampf-

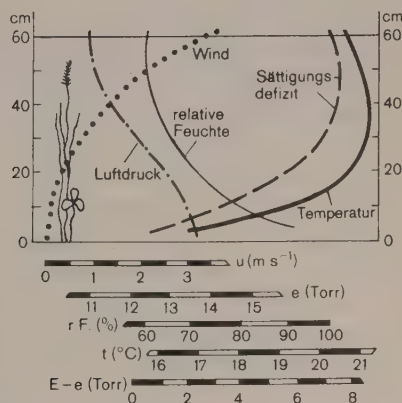


Abb. 35: Verteilung verschiedener meteorologischer Elemente in einer 50 cm hohen Wiese an einem Sommernachmittag (nach WATERHOUSE, aus GEIGER 1961)

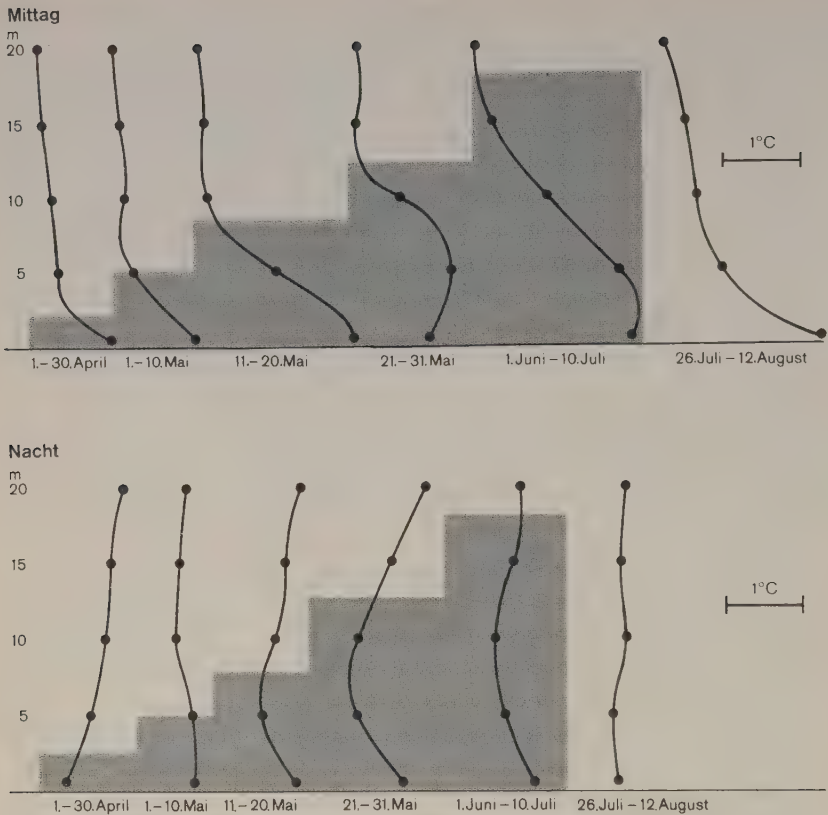


Abb. 36: Temperaturprofile in einem heranwachsenden Winterroggenfeld bei München (nach GEIGER 1961)

druck zeigt an der unmittelbaren Bodenoberfläche der Wiese sein Maximum. Die vertikale Kurve des Sättigungsdefizites (E-e) folgt der Temperatur, die Kurve der relativen Feuchte zeigt dagegen von unten nach oben kontinuierlich zurückgehende Werte. Die Windgeschwindigkeit (u) nimmt von unten nach oben zu.

Das Ansteigen des Niveaus der höchsten Erwärmung geht einher mit zunehmender Bestandshöhe (Abb. 34). Wälder entwickeln ein besonders differenziertes eigenes Bestandsklima, das je nach der Wuchshöhe und der Zusammensetzung in Laub-, Nadel- oder Mischwälder oder auch der Bewirtschaftungsform sowie dem Alter sehr unterschiedlich sein kann. Das gilt namentlich für den belaubten Zustand, wenn eine einheitliche Wipfelgrenzfläche ausgebildet ist. Das Kronendach selbst zeigt größere

Extreme, nämlich eine nächtliche, stärkere Abkühlung mit Taubildung bei abgeschwächter Transpiration und ein tägliches Erwärmen der Blattflächen und intensivere Verdunstung des Taus sowie eine Steigerung der Transpiration und ein tägliches Erwärmen der Blattflächen und intensivere Verdunstung des Taus sowie eine Steigerung der Transpiration. Gegen Abend stellt sich erneut die Ausstrahlungskühlung ein.

Die Schwächung des Lichtes ist ein wesentliches Merkmal des Bestandsklimas eines Waldes. Es ist gekennzeichnet durch geringere Lichtintensitäten mit Annäherung an den Boden. Das Kronendach der Bäume hält vor allem nach der Belaubung einen Großteil des Lichtes zurück. Darauf richtet sich die Bodenflora ein. Die Lichtintensität in einem Wald ist danach direkt abhängig von der Bestandsdichte an Bäumen und dem Kronenschluß des Waldes. Sie wechselt bei laub- und nadelwerfenden Beständen jahreszeitlich.

Wälder haben auch auf die Menge des Niederschlags, der den Boden erreicht, einen wesentlichen Einfluß. Ein Teil wird nämlich im Kronendach bereits durch Interzeption abgefangen. Davon verdunstet der Großteil wieder direkt in die Atmosphäre. Unter den Pflanzenbeständen ist daher das Niederschlagsaufkommen in der Regel geringer als im Freiland. Je dichter der Kronenschluß des Waldes, desto höher ist der Interzeptionsverlust. Die Interzeptionshöhe hängt von der Art des Bewuchses, von der Dichte des Bewuchses, von der Intensität und der Dauer des Niederschlags ab. Zudem wird ein Teil des Niederschlagswassers den Böden unter Wäldern über den Stammabfluß zugeführt. Die Höhe des Stammabflusses ist abhängig von der Berindung der Bäume und der Intensität bzw. der Dauer der Niederschläge. Den Einfluß dieser verschiedenen Faktoren auf die Niederschlagshöhe unter Waldbeständen ist in Tab. 12 dargestellt. Der Waldboden speichert reichliche Niederschläge lange auf, schützt sie vor stärkerer Verdunstung und gibt sie in Trockenzeiten wieder ab. Er sorgt auch in Trockenzeiten für Anreicherung der Feuchtigkeit in der Atmosphäre.

Über einem Wald ist die Atmosphäre häufig feucht-labil geschichtet. Dies ist auch der Grund dafür, daß häufig Gewitterzüge einander auf der gleichen Bahn folgen, weil die Luft durch den vorangegangenen Regen

*Tab. 12: Interzeptionsverlust verschiedener belaubter Pflanzenbestände in % (nach LARCHER 1980)*

Nadelwald der Mittelbreiten	20-35	Zwergstrauchheiden	30-50
Laubwald der Mittelbreiten	15-30	Landwirtschaftliche	
Regenwald der Tropen	35-70	Flächen und Ödland	< 10
Waldunterwuchs	5-20		

mit Wasserdampf angereichert ist. Die Gefahr von Trockenperioden wird wesentlich größer, wenn die Speicherung des Wassers in den Wäldern fortfällt. Im ganzen ist das Klima eines Waldbestandes sehr ausgeglichen, indem die Wärme gleichbleibend, die Feuchtigkeit im allgemeinen höher als die der Umgebung, das Licht schwächer und die Luft relativ ruhig ist, da die hohe Reibung an der rauhen Oberfläche die Windgeschwindigkeiten mindert.

## 6.5 Das Bodenklima

Dem Klima der bodennahen Luftschicht steht ein Klima der oberen Bodenschicht gegenüber. Die Bodentemperaturen hängen von den wärmebestimmenden Eigenschaften des Bodens ab und von dem, was auf ihm stockt bzw. ihm aufliegt (s. Kap. 6.2).

Abb. 36 stellt den täglichen Gang von Bodentemperaturen im borealen Klima und im tropischen Höhenklima nebeneinander. Der Tagesgang eines Sandbodens in Pawlowsk im Mai erreicht in 80 cm Bodentiefe Isothermie. Die Amplitude der täglichen Temperaturschwankung geht mit der Bodentiefe beständig zurück. Der Jahresgang der Bodentemperaturen

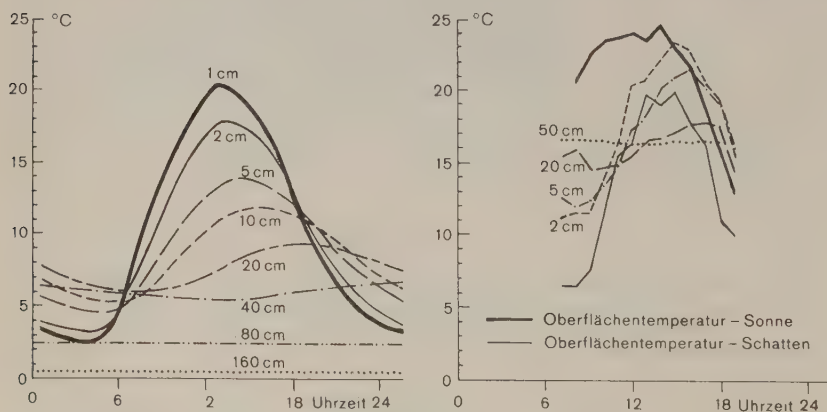


Abb. 37: Bodentemperaturen in verschiedenen Tiefen

a) täglicher Temperaturgang im Sandboden zwischen 1 und 80 cm Tiefe in der Zeit stärkster Erwärmung im Mai im Bereich der borealen Klimazone (Pawlowsk) (nach LEYST, aus GEIGER 1961)

b) täglicher Temperaturgang in sandigem Lehm Boden zwischen 1 und 50 cm Tiefe an einem Strahlungstag im März 1981 im Bereich des randtropischen Gebirgsklimas (Bolivien) (LAUER 1981)



gleicht sich in mittleren Breiten – wenn auch nur schwach – in 75 cm ebenfalls aus. In dieser Tiefe ergeben die gemittelten Einzelwerte etwa die Jahresmitteltemperatur der Luft. In den äquatornahen feuchten Tropen nähern sich die tägliche und jährliche Isothermie bereits in 40 cm Bodentiefe, da der Temperaturgang des Tages und des Jahres nur sehr gering schwanken, so daß die 40 cm Bodentemperatur fast den Jahresgang der Temperatur ohne große Verzögerung nachzeichnet.

Für den Jahresgang der Bodentemperaturen in den Außertropen gilt jedoch – wie bei den Tagesgängen –, daß mit zunehmender Tiefe die Amplitude zwar zurückgeht, aber deutlicher als bei den Tagesgängen eine Verspätung des Modalwertes festgestellt werden kann. Liegt der Temperaturmodus an der Bodenoberfläche im Juli, so verschiebt er sich in 50 cm Tiefe auf die Herbstmonate September/Okttober. Für mittlere und hohe Breiten ist diese Tatsache ein wesentlicher ökologischer Faktor für die Lebenswelt des Bodens.

## 6.6 Wind und Mikroklima

Die Luftbewegung wird mit Annäherung an die Bodenoberfläche zunehmend durch Reibung abgebremst. Da sich zugleich auch die Druckgegensätze stark vermindern, ist das Windfeld am Boden relativ ruhig. Eine starke Turbulenz durchmischt die Luft in Bodennähe ständig. Sie erreicht über die Mittagsstunden im allgemeinen ihr Maximum. Nachts weht der Wind in Bodennähe mit geringerer Stärke nahezu laminar. Da der vermehrte Austausch eine Verringerung des Temperaturgradienten zur Folge hat, macht sich am Tage eine relative Temperaturerniedrigung und in der Nacht eine Temperaturerhöhung in Bodennähe bemerkbar. Daher ist die Bodenfrostgefahr weitaus geringer, wenn in der Nacht ein lebhafter Wind weht, der durch Mischungseffekte die Ausbildung einer starken Temperaturinversion verhindert.

Da in flachem und unbewaldetem Gelände die Reibung häufig die Luftbewegung nicht genügend herabsetzt, muß man durch Windschutzstreifen den Anbau von Nutzpflanzen schützen. Die Windschutzwirkung eines Steinwalles verursacht nicht nur im Lee, sondern auch im Luv einen windstillen Raum. Lockere Hecken bewirken eine größere Schutzwirkung als feste Erddämme, da unerwünschte Wirbel vermieden werden und der Wind allmählich gebremst wird. Hecken und Wallhecken (z. B. die Knicks in Schleswig-Holstein) kennzeichnen z. B. die windexponierten Kulturlandschaften des nordwesteuropäischen Küstensaumes zwischen Jütland und der Bretagne. Wie die Hecken bilden auch Wälder einen Windschutz.

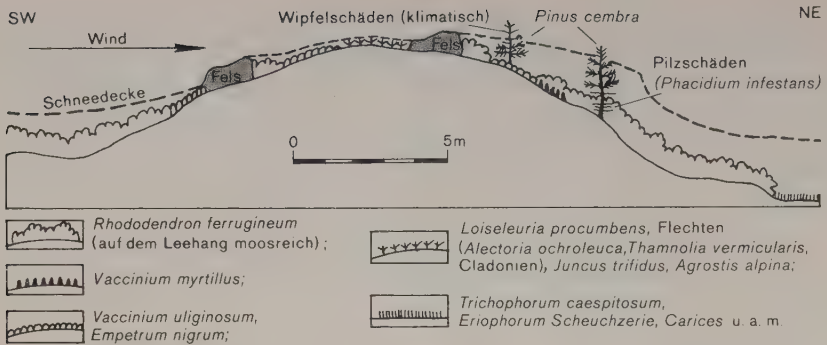


Abb. 38: Verbreitungsdifferenzierung der Bodenvegetation unter dem Einfluß der Wind- und Schneeverhältnisse an den nordwest-exponierten Hängen des Oberengadin-er Haupttals, schematisch (nach HOLTMEIER 1965)

Ein 20 m hoher Baumbestand hat einen windmildernden Einfluß über einen halben Kilometer. Die Kultursteppe der Erde, wie die Plains und Prärien, die Ukraine und auch die Pampa, sind zum Teil von einem Netzwerk von Waldstreifen überdeckt. Im Rhône-tal schützen Baumreihen die Kulturen vor dem Mistral.

Stärke und Richtung der lokalen Winde lassen sich nicht nur durch Schätzung und Messung ermitteln, sondern auch an der Deformierung der Baumkronen. WEISCHET (1955) hat hierzu eine Systematik entwickelt, die in Studien im Rheinland, im Rhône-tal (BARSCH) und im Oberengadin (HOLTMEIER) erprobt wurde (Abb. 38). In vielen Fällen läßt sich durch das Studium der Baumkronendeformationen ein feineres Raummuster der mittleren Windverhältnisse ableiten als dies durch makroklimatische Stationsmessungen möglich ist.

Schließlich gehören auch die Studien über lokale Windphänomene, wie sie an Küsten, Gebirgstälern und Hängen auftreten, in den Bereich geländeklimatischer Forschung (vgl. Kap. 1.8.1 und 1.8.2).

## 7 Klima und Mensch

Das Leben in seiner irdischen Form ist an räumliche Voraussetzungen geknüpft, wie sie der Planet Erde vorgibt. Auch der Mensch bleibt trotz seines qualitativen Vorrangs als höchstes Lebewesen an bestimmte Rahmenbedingungen gebunden, die die Umwelt bietet. Unter ihnen spielt das Klima eine wichtige Rolle.

Als bioklimatische Einflußkomplexe gelten: Luftzusammensetzung, Luftdruck, Strahlung, Wärme und Feuchtigkeit jeweils im Zusammenhang mit dem Ablauf der Witterungserscheinungen. Sie setzen dem Menschen Grenzen eines Spielraumes, in dem er sich sowohl als Individuum wie auch als Gruppe entfalten kann.

Die menschlichen Lebensfunktionen laufen optimal bei einer Körpertemperatur von  $37^{\circ}\text{C}$  ab, die durch einen Verbrennungsvorgang erzeugt wird. Da die Temperatur der Umgebung im allgemeinen unter diesem Wert liegt, gibt der menschliche Körper Wärme an die Umgebung ab. Bei Temperaturen über diesem Wert wird dem Körper noch Wärme zugeführt. Kann der Mensch seine Körpertemperatur nicht konstant halten, tritt entweder Unterkühlung oder Überwärmung (Wärmestau) auf. Kurzfristige Erwärmungen bis über  $40^{\circ}\text{C}$  und Unterkühlungen bis ca.  $20^{\circ}\text{C}$  kann der Körper in Extremfällen verkraften. Gegen Kälte kann sich der Mensch durch Kleidung, z. T. auch durch Bewegung schützen, vor Überwärmung ist kein direkter Schutz möglich. Nur Klimatisierung der unmittelbaren Umgebung kann Schutz vor beiden Extremen auf indirektem Wege gewähren.

Die Lufttemperatur wirkt aber in den seltensten Fällen allein auf den Körper ein, sondern fast immer im Zusammenhang mit der Feuchtigkeit und der Luftbewegung. Das einzige Schutzmittel gegen eine Überhitzung des menschlichen Körpers und einen dadurch hervorgerufenen Wärmestau mit allen seinen Folgen, der sich bis zum Hitzschlag steigern kann, besitzt der Organismus in seiner Fähigkeit zur Absonderung von Wasser (Transpiration), zu dessen Verdunstung Wärme verbraucht wird und die Temperatur der Haut sinkt. Lebensbedrohend wird die Überhitzung des Körpers, wenn die Feuchttemperatur über  $37^{\circ}\text{C}$  ansteigt, weil dann die Transpiration die Hauttemperatur nicht unter die Blutwärme erniedrigen

kann. Steigt sogar der Taupunkt über  $37^{\circ}\text{C}$  an, dann ist durch Kondensation des Wasserdampfes in der Lunge der Tod unvermeidbar.

Das unbehagliche Empfinden der Überhitzung des Körpers wird als *Schwüle* bezeichnet. Das subjektive Wohlbefinden des Menschen, das mit seinem physiologischen Wärmeregulationsvermögen in engem Zusammenhang steht, ist von der Temperatur und der Feuchtigkeit (Dampfdruck) abhängig, ebenso von der Luftbewegung und der atmosphärischen Gegenstrahlung. Der Mensch empfindet jeden Luftzug als Abkühlung und registriert daher mit seiner Haut nie die wahre Lufttemperatur wegen der ständig stattfindenden Verdunstung. Die Verdunstung ist um so stärker, je trockener die Luft ist, d. h. bei trockener Luft sinkt die Temperatur einer feuchten Oberfläche viel tiefer unter die einer trockeneren. Die Wärmeverhältnisse, denen der menschliche Körper ausgesetzt ist, werden deshalb am besten durch die Temperatur angegeben, die ein künstlich feucht gehaltenes Thermometer anzeigt und die als *Feuchttemperatur* bezeichnet wird. Sie ist ein direkter Indikator für die bei verschiedenen Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnissen mögliche Temperaturerniedrigung der menschlichen Haut und kann deshalb als bestes und einfachstes Maß für den Schwülebegriff angesehen werden, weil die Feuchttemperatur in der Meteorologie ohnehin zur Bestimmung der Feuchtigkeit gemessen wird.

In zahlreichen Arbeiten wurde vor allem die Grenze zwischen dem Schwülebereich und dem Behaglichkeitsbereich zu definieren versucht. Fest steht, daß die Schwülegrenze einem Dampfdruck von 14,08 Torr. annähernd entspricht. Die Abb. 39 zeigt aber, daß bei voll wasserdampfge-

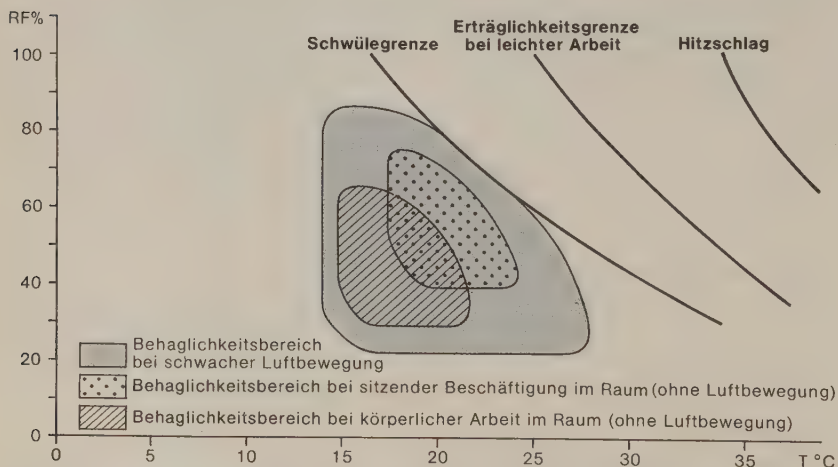


Abb. 39: Das Befinden des Menschen in Abhängigkeit von der Lufttemperatur und der relativen Feuchte (Schwülegrenze nach Werten von K. SCHARLAU 1942)



Tab. 13: Mittelwerte von Temperatur, relativer Feuchtigkeit und Feuchttemperatur einiger Haupt- bzw. Großstädte im wärmsten Monat

Nr.	Stadt	Temperatur in °C	Relative Feuchte in %	Feucht- temperatur in °C	Sommerklima
1	Wellington	16,7	72	13,7	frisch
2	Stockholm	16,8	72	13,8	
3	Oslo	17,3	69	13,9	
4	London	17,1	72	14,1	
5	Kopenhagen	17,0	76	14,4	
6	Moskau	18,0	69	14,5	
7	Berlin	18,0	69	14,5	
8	Frankfurt/Main	18,6	70	15,2	zeitweise schwül
9	Paris	18,3	73	15,3	
10	Warschau	18,9	73	15,8	
11	Wien	19,6	69	16,0	
12	Madrid	24,9	40	16,1	
13	Lissabon	22,1	57	16,5	
14	Bukarest	22,7	54	16,6	
15	Sydney	21,8	70	18,1	dauernd schwül
16	Rom	24,8	53	18,3	
17	Ottawa	20,6	82	18,5	
18	Athen	26,5	47	18,7	
19	New York	22,8	73	19,4	
20	Buenos Aires	23,1	72	19,4	
21	Washington D. C.	24,6	71	20,8	schwer erträglich
22	Rio de Janeiro	26,1	78	23,1	
23	Djakarta	26,2	85	24,2	
24	Charleston, S. C.	26,7	85	24,7	
25	Saigon	28,4	82	25,9	
26	Hanoi	28,7	85	26,6	

sättigter Luft das Schwüleempfinden bereits bei sehr niedrigen Temperaturen auftritt, nämlich bereits bei ca. 17°C, wenn die Feuchte dann auf 100% angestiegen ist. Andererseits kann der Mensch bei trockener Luft (30% relative Feuchte) eine Temperatur, die seiner Körpertemperatur entspricht, also 37°, noch gerade eben als nicht schwül empfinden.

Die Tab. 13 zeigt die Schwüleverhältnisse einer Reihe wichtiger Städte der Erde. Es ergibt sich daraus, daß z. B. Washington im wärmsten Monat, verursacht durch den Zustrom feuchtwarmer Golfstromluft, ein schwüleres Klima besitzt als Buenos Aires. Noch etwas weiter südlich in Charleston, an der Küste des Atlantiks in South Carolina, ist aus dem gleichen Grunde die sommerliche Schwüle sogar noch größer als in der in unmittelbarer Nähe des Äquators gelegenen indonesischen Hauptstadt Djakar-

ta. Es ist kein Zufall, daß in dieser Tabelle die Hauptstadt Neuseelands die erste Stelle einnimmt. Denn kaum ein Gebiet der Erde wird wegen seines günstigen Klimas mehr gepriesen. Moskau und Berlin schneiden auch noch recht günstig ab, aber schon im Rheinland, in der Oberrheinebene und im Frankfurter Becken ist die sommerliche Schwüle größer, wobei noch erschwerend hinzu kommt, daß dort die mittlere Windgeschwindigkeit erheblich niedriger liegt als in dem freier gelegenen Berlin.

Wahrscheinlich sind die verschiedenen Menschenrassen unterschiedlich an Schwüleverhältnisse angepaßt, so daß die Schwülegrenze in anderen Regionen jeweils etwas anders definiert werden muß. Doch unterliegen alle Menschen den physikalischen Gesetzmäßigkeiten der Notwendigkeit einer Transpirationskühlung. In ganzen ist in den heißen, immerfeuchten Tropengebieten die menschliche Akklimatisation schwieriger als in den gemäßigten Breiten bei mittleren Jahrestemperaturen zwischen 6 und 14°C.

## 7.1 Strahlung

Der Mensch kann als ein an die Bedingungen einer Normalatmosphäre angepaßtes Wesen angesehen werden. Dies beinhaltet auch die Adaptation an das Strahlungsangebot von Ultraviolett über das Lichtspektrum bis zu Infrarot. Dabei hat der UV-Anteil einen wichtigen Einfluß auf die menschliche Gesundheit, z. B. auf die Heilung und Verhinderung der Rachitis, und bietet Schutz vor Infektionskrankheiten durch ihren Einfluß bei der Tötung von Bakterien. Ein Zuviel freilich an UV-Strahlung in den Höhenbereichen der Erde oder schon bei ungehindertem Aussetzen des menschlichen Körpers in der freien Natur kann allerdings auch schädigend wirken. Die Infrarotstrahlung wirkt besonders auf die menschliche Körperoberfläche (Haut) ein. Die Strahlung unterliegt jedoch Einflüssen, die ihre biologische Wirkung in den verschiedenen Strahlungsanteilen ändert. Dies ist natürlicherweise gegeben durch die unterschiedlichen Klimate auf der Erde, die entweder höhere oder geringere Anteile an der Strahlung verschiedener Wellenlängen aufweisen. Dies bedingt unterschiedliche bioklimatisch zu bewertende Zonen auf der Erde. Die starke Luftverschmutzung infolge der Urbanisierung und Industrialisierung verändert aber sekundär das natürliche Strahlungsklima eines Gebietes derart, daß nachteilige Einflüsse auf den Organismus der Bevölkerung hervorgerufen werden. Als Maß für die hygienisch zu bewertende Luftverunreinigung gilt die Anzahl der Kondensationskerne in 1 cm<sup>3</sup> Luft. Eine hochgradige Verschmutzung der Luft enthält über 1 Mill. Kondensationskerne in

1 cm<sup>3</sup> Luft. Bei weniger als 1 000 Kernen gilt die Luft als rein. In fast allen Großstädten wird der höchste Verschmutzungsgrad bereits erreicht.

## 7.2 Höhenkrankheit

Schon eine Abnahme des Luftdrucks um nur 30% unter den im Meeresniveau herrschenden Wert kann zur Höhenkrankheit (Soroche, Puna) führen, die oberhalb etwa 3 000 m eine längere Gewöhnung an die neuen klimatischen Verhältnisse erforderlich macht. Für ihre Entstehung scheint das mit der Luftverdünnung gekoppelte abnehmende Sauerstoffangebot eine wichtige Rolle zu spielen. Es gibt mehrere Stufen der gesundheitlichen Auswirkungen in Abhängigkeit von der Höhe. Bis 3 000 m sind keine nennenswerten Funktionsänderungen im menschlichen Körper nachweisbar, außer einem gewissem Schwindelempfinden bei rascher Veränderung in dieser Höhenstufe. Oberhalb dieser Grenze aber reagiert der Körper auf die verdünnte Luft und den geringen Druck mit Kompensationsleistungen von seiten des Kreislaufs in Form einer physiologischen Reaktion gegen den von außen her auftretenden Sauerstoffmangel. Oberhalb von 5 000 m jedoch wird der Sauerstoffmangel kaum noch genügend kompensiert, so daß es zur Abnahme der Leistungsfähigkeit und einem Gefühl des Unbehagens kommt. Lebensbedrohende Erscheinungen treten ab 6 000 m mit Sicherheit auf. Die kritische Schwelle mit Kreislaufkollaps tritt in einem Intervall zwischen 6 000 und 7 000 m Höhe auf. Oberhalb 7 000 m tritt der Höhentod ein.

Von diesen Mittelwerten abweichend gibt es Anpassungen durch langsame Gewöhnung an die Höhenverhältnisse. Die individuellen Unterschiede sind beträchtlich. Je rascher der Übergang in das jeweils neue Milieu erfolgt (z. B. rascher Aufstieg in nicht druckkompensierten Flugzeugen im Gegensatz zum Bergsteiger), um so weiter nach unten schieben sich die jeweiligen Schwellen. Völker in den Anden und im tibetanischen Hochland können als höhenadaptiert gelten. Sie leisten in Höhen zwischen 4 000 und 5 000 m noch Schwerarbeit.

## 7.3 Klima und Gesundheit, Bioklimatologie

Neuerdings finden die Einflüsse des Wetters und des Klimas auf den allgemeinen Gesundheitszustand des Menschen immer mehr Beachtung. Es ist dafür ein besonderer Wissenschaftszweig, die *Medizin-Meteorologie* oder *Bio-Meteorologie* (auch *Bio-Klimatologie*) entwickelt worden. Dieses

Forschungsgebiet fällt meist mehr in den Arbeitsbereich der Medizin. Der Mensch ist so weitgehend an die Bedingungen der Atmosphäre angepaßt, daß schon geringe Änderungen in der Beschaffenheit der Luft zu starken gesundheitlichen Störungen Anlaß geben und andererseits Veränderungen des klimatischen Milieus therapeutisch ausgenutzt werden können. Hieraus hat sich die *Kurortklimatologie* entwickelt, ein umfangreicher Zweig der angewandten Klimakunde.

Die Mehrzahl der Menschen in Industrieländern lebt heute in klimatischen Belastungsräumen (Abb. 40). Sie strebt zu Erholungszwecken in die Räume mit gesundheitsförderndem Klima, denn von immer größerer Bedeutung für die Gesunderhaltung der Bevölkerung ist ein Luftwechsel während des Urlaubs oder gar am Wochenende. In erster Linie ist es die Reinheit der von der menschlichen Zivilisation noch unverdorbenen Atmosphäre, die einen längeren Aufenthalt an der See, im Mittelgebirge oder Hochgebirge gesundheitsförderlich macht. Allerdings schwindet diese Unberührtheit der Natur immer mehr, auf dem Festland durch die ständig zunehmende Konzentration von Staub und Auspuffgasen und auch auf See durch die Verschmutzung der Ozeane und besonders der Randmeere durch teerige Abfallprodukte. Trotz aller international getroffener Vereinbarungen und erlassener Verbote sind die Küsten der Erde in zunehmendem Maße verunreinigt.

Die einzelnen Kurorte haben meist ihre spezifischen gesundheitsfördernden Eigenheiten. Das *Schonklima*, wie es am reinsten in ruhigen, waldreichen Mittelgebirgslagen angetroffen wird, ist besonders wirksam für die Wiederherstellung der Gesundheit nach überstandenen schweren Krankheiten und eine Labsal für nervöse Menschen.

Das *Reizklima*, das vor allen Dingen in den Küstengebieten der Westwindzone und in den Hochgebirgen angetroffen wird, wirkt dagegen anregend, massierend und abhärtend auf den unmittelbaren Witterungseinflüssen weitgehend entwöhnten Großstädter. Es ist gerade der wechselhafte Witterungscharakter dieser Gebiete, der der Gesundheit so förderlich ist, wobei eine allzu große Beanspruchung der Wärmeregulation des Körpers durch die im ozeanischen Klimagebiet geringen Temperaturschwankungen zwischen Tag und Nacht und von einem Tag zum anderen vermieden wird. Auch kann an den kühleren Küsten der Körper ohne direkte Gefährdung durch Hitzschlag der Sonne ausgesetzt werden, und es sei ausdrücklich betont, daß die immer weiter um sich greifende und durch den modernen Verkehr begünstigte Sucht nach der sengenden Sommersonne der Subtropen zahlreiche gesundheitliche Gefahren in sich birgt.





Abb. 40: Bioklimatische Gliederung der Bundesrepublik Deutschland (nach Diercke Weltatlas)

## 7.4 Meteorotrope Krankheiten

Es steht außer Zweifel, daß das Wetter sehr verschiedenartige Einflüsse auf das menschliche Wohlbefinden ausübt. So ist z. B. große Hitze fraglos für die Gesundheit schädlich. Im heißen Sommer 1959 trat in Berlin am 11. Juli, als dort mit 37,8°C das absolute Maximum der bisher beobachteten Temperatur gemessen wurde, die höchste Zahl von Todesfällen auf. Sie übertraf den während der letzten Jahre im Sommerhalbjahr festgestellten, die Durchschnittszahl um das Doppelte überragenden Wert, der selbst im Winter nur an wenigen Tagen im Gefolge einer Grippewelle erreicht wurde. Auch steht fest, daß sich ausgeprägte Warmfronten schon viele Stunden vor ihrem Eintreffen, wenn die warme Luft nur in der Höhe nachweisbar ist, bei wetterfühligen Menschen ebenso durch Befindensverschlechterungen bemerkbar macht, wie der über ein Tal hinwegbrausende Föhn. Diese Reaktion beginnt, wenn die Warmluft, meist in Begleitung eines hohen Wolkenschirms, in der oberen Troposphäre eintrifft. Auf andere Menschen wirkt weniger die Warmluft als die herannahende Kaltluft ein. Da die Wirkung auch in geschlossenen Räumen spürbar ist, kommen als auslösende Faktoren nur solche in Frage, die ungehindert in die Wohnräume eindringen können. Man hat deshalb vor allem an kurzperiodische Luftdruckschwingungen gedacht oder an die elektromagnetische Strahlung, die von Blitzen oder stillen Entladungen ausgestrahlt und als *Sferics* bezeichnet wird. Die Meteorobiologie hat inzwischen viele Zusammenhänge zwischen Krankheit und Witterung statistisch aufzeigen können, doch ist damit der wirkliche Kausalzusammenhang keineswegs geklärt. Nicht einmal die Ursache der spezifischen Reaktionen, die ein Teil der wetterfühligen Menschen auf eine Föhnwetterlage verspürt, können auf die genauen meteorologischen Grundlagen zurückgeführt werden. Physikalische und physiologische Zusammenhänge, die die Reizbarkeit des vegetativen Nervensystems ausmachen, sind immer noch weitgehend unbekannt. Hier findet die Bioklimatologie in Zukunft noch ein weites Arbeitsfeld. Im Rahmen einer Kurortklimatologie sind jedoch viele bioklimatische Wirkungen bestimmter Erdregionen und Örtlichkeiten sehr wohl bekannt. Dennoch fehlt es auch hier an einer nach quantitativen Maßstäben gemessenen Wertskala der einzelnen Kurorte und ihrer Typisierung.

## 7.5 Klima und Kultur – das Problem der Akklimatisation

Der Einfluß des Klimas auf die Entwicklungs- und Entfaltungsmöglichkeiten von menschlichen Rassen, Völkern und Kulturen ist weit größer als vielfach angenommen wird. Freilich übt das Klima keinen Zwang aus,

sondern läßt – wie auch andere Umweltfaktoren – einen Spielraum, innerhalb dessen der Mensch durch mannigfache Aktivitäten den jeweiligen Raum zu bewältigen gelernt hat. Es ist gesichertes Ergebnis der Wissenschaft, daß ganze Völker samt ihrer Kultur an bestimmte Klimaräume auf der Erde als angepaßt gelten können, indem der Mensch es auch als soziale Gruppe, Rasse, Volk verstanden hat, die klimatische Gunst mancher Räume der Entwicklung seiner materiellen Kultur dienstbar zu machen. Manche Klimate begünstigen Entwicklungen mehr als andere, man spricht von *Gunst-* und *Ungunstklimaten*. Die Auslesewirkung durch klimatische Bedingungen war in prähistorischen Epochen schärfer als heute, wo durch technisches Raffinement viele natürliche Wirkfaktoren verändert, einerseits verstärkt, andererseits ausgeschaltet werden können, um ein Lebens- und Arbeitsklima selbst auf engstem Raum erträglich zu machen.

Große Völkerbewegungen, wie etwa die verschiedenen Ausbreitungswellen der Menschheit aus Zentralasien oder die Urbesiedlung Amerikas oder die Völkerwanderung in Europa haben ihre Ursachen zumindest teilweise in Klimaänderungen gehabt und führten zu einem Verbreitungsmosaik der Bevölkerung auf der Erde, das auch heute deutlich dem Muster einer Klimazonierung ähnelt. Trotz ständiger Mobilitätsbereitschaft der Menschheit, die im Laufe der Geschichte immer wieder zu mannigfachen Wanderungen Anlaß gab, lassen sich noch immer Grenzen von Völkern, Rassen und Kulturkreisen großklimatisch umschreiben als Ausdruck einer räumlichen Anpassung an die differenzierte irdische Umwelt.

Die hier erläuterte Anpassung ist freilich nicht aus einer direkten Beeinflussung durch Klimaelemente abzuleiten. Sie ist aber unlösbar verknüpft mit den indirekten Wirkungen des Klimas, die sich in bestimmten materiellen Kulturleistungen wie Anbauprodukte und Ernährungsweise oder auch in den gesellschaftlichen und staatlichen Ordnungssystemen äußern.

Die verschiedenen menschlichen Rassen und Bevölkerungsgruppen bevorzugten in der Frühzeit vorwiegend thermische Gunsträume auf der Erde zu ihrer optimalen Lebensgestaltung und lernten, den natürlichen Wasserhaushalt von Regionen für sich zu nutzen.

Forschungen haben erwiesen, daß eine ausgeprägte jährliche Veränderlichkeit des Klimas und ein ausgesprochener interdiurner Witterungswechsel zu Anpassungsmodalitäten zwang, die offenbar einer körperlichen und geistigen Dynamik wirksamere Impulse verliehen als gleichmäßige, in Tages- und Jahresgang wenig wechselhafte Klimate.

Die vergleichende Betrachtung über die Erde läßt erkennen, daß höhere Kulturen und Zivilisationen im geringeren Maß in klimatisch einförmigen Räumen anzutreffen sind. So wirken z. B. die feuchten, jahreszei-

tenarmen Tropen auf die körperliche Verfassung erschlaffend und daher auf die menschliche Aktivität hemmend. Andererseits gehören die kühlen Zonen der Erde mit Temperaturen in der Nähe des Gefrierpunktes ebenfalls zu den Räumen geringerer Besiedlung, und die Zonen ewigen Frostes gelten heute noch als Anökumene. In trockenen, warmen Gebieten der Erde hingegen, in denen die Temperaturschwankungen zwischen Tag und Nacht und auch zwischen Sommer und Winter beträchtlich sind, haben sich bereits in der Frühzeit der Menschheit Kulturen entwickelt, die durch die Meisterung der lebensnotwendigen Wasserprobleme mit Hilfe von Bewässerungsanlagen zu bedeutenden Kulturleistungen befähigt waren (hydraulische Kulturen: Stromoasen des Orients und Hochkulturen Amerikas).

Die Menschheit hat zweifellos gegenüber der Tier- und Pflanzenwelt durch ihre hohe Anpassungsfähigkeit einen sehr großen Spielraum erreichen können. Mit der Möglichkeit, die Unbilden der winterlichen Witterung durch Raumbeheizung zu überwinden, vermochten sich die Schwerpunkte der Zivilisation in Gebiete zu verlagern, deren mittlere Temperaturen nur um 10°C liegen und während des Winterhalbjahres sogar an oder unter die Frostgrenze gelangen. Solchen Risikoräumen hat der Mensch sich mit höchster Leistung angepaßt und sie damit beherrschen gelernt. Sie sind z. T. heute mit den Gebieten der Industriestaaten fast identisch.

Ähnlich wie eine Wanderung der Kulturzentren in immer kühlere Gebiete höherer Breiten eine Tatsache ist, kann auch eine Verlagerung in topographisch höherliegende Gebiete beobachtet werden. Die Hochkulturen der Gebirgsländer der Erde (Äthiopien, Mexiko, Perú, Tibet) hatten ihre alten Zentren nicht alle immer in den höheren Gebirgen. Sie stiegen mit der Zeit in größere Höhen auf. Ein gutes Beispiel ist Perú, dessen alte Bevölkerungszentren in den Bewässerungsoasen, vorwiegend im Bereich der küstennahen Flußoasen lagen, dessen spätere Hochkulturen (wie z. B. die der Aimara, Ketschua, Inka) ihren Hauptsitz in den Höhenbereichen der Anden zwischen 2000 und 5000 m hatten.

Der heutige Entwicklungsstand der technisch und wirtschaftlich fortgeschrittenen Völker ermöglicht ein weiteres Vordringen in bisher anökumenische Räume oder in schwachbesiedelte Gebiete, in denen die Erschließung wegen der Unbilden der Natur, insbesondere eines ungünstigen Klimas, kaum erfolgversprechend war. So werden heute selbst die tropischen Regenwaldgebiete, die gleichwohl seit Beginn der Menschheit besiedelt gewesen waren, sich aber wenig entwickeln konnten, in die Erschließungstätigkeit einbezogen. Ob in Zukunft der Mensch sich weitgehend eine künstliche klimatische Umwelt schaffen kann, ist jedoch vermutlich nicht nur von der technischen Entwicklung abhängig.



Im Zusammenhang mit der Anpassung von Rassen und ethnischen Gruppen an bestimmte Klimate der Erde ist stets auch das Problem der *Akklimatisation* diskutiert worden. Die hellhäutigen Bevölkerungsgruppen gelten als wenig angepaßt an hohe Temperaturen und Feuchtigkeitswerte, wie sie dem immerfeuchten tropischen Regenklima eigen sind. Für die schwarzhäutige Bevölkerung ist eine gewisse Stenothermie nachgewiesen. Sie ist daher an das gleichmäßig heiße Klima gut angepaßt, bringt aber für ein jahres- und tageszeitlich stark variierendes Wechselklima kontinentaler Räume weniger günstige Voraussetzungen mit. Allerdings scheinen die schwarzen Bevölkerungsteile in den USA nach mehreren Jahrhunderten bereits ohne nachteilige Folgen eine gewisse Anpassung an kühlere Räume des Nordostens der Vereinigten Staaten vollzogen zu haben.

Bei allen Überlegungen über den Einfluß klimatischer Faktoren auf die menschliche Kulturentwicklung muß man große Vorsicht üben, denn zu wenig ist das reizvolle Problem der Geopsyché seit W. HELLPACHS meisterlichem Entwurf erforscht. Man wird auch nicht ohne weiteres E. HUNTINGTON (1924) zustimmen können, der im Sinne einer positivistischen Auffassung direkte Beziehungen zwischen Witterung und Klima einerseits und der Entwicklung des menschlichen Intellekts andererseits als erwiesen ansah. Man wird die Ausbreitung und Leistungsfähigkeit des Menschengeschlechtes nicht in enger kausaler Verknüpfung als klimabedingt werten dürfen. Die geistige Eigengesetzlichkeit des Menschen als Individuum wie als Gruppe verbietet einen solch ausschließlichen Erklärungsansatz von vornherein.

## 7.6 Großräumige Klimaänderungen durch den Menschen

Der Mensch ist nicht nur vom Klima abhängig, er vermag auch innerhalb gewisser Grenzen die klimatischen Gegebenheiten seiner Umgebung zu verändern. Allein die quantitative Entwicklung der Spezies Mensch, die sich in der Moderne zu einer Bevölkerungsexplosion ausgeweitet hat, und die damit verbundenen ständigen Wandlungen in Richtung auf eine totale Kulturlandschaft, die ihren besonderen Ausdruck in den weit verbreiteten offenen Agrarlandschaften, den städtischen Agglomerationen und Industrievieren finden, sind nicht ohne Rückwirkungen auf den natürlichen, physisch-biologischen Haushalt der Erde geblieben. Die einzelnen klimatischen Parameter erhalten dadurch ein verändertes Verhältnis zueinander.

Hatten die anthropogenen Einflüsse im Verlauf der bisherigen Menschheitsgeschichte nur Ausmaße erreicht, die im Verhältnis zu den natürli-

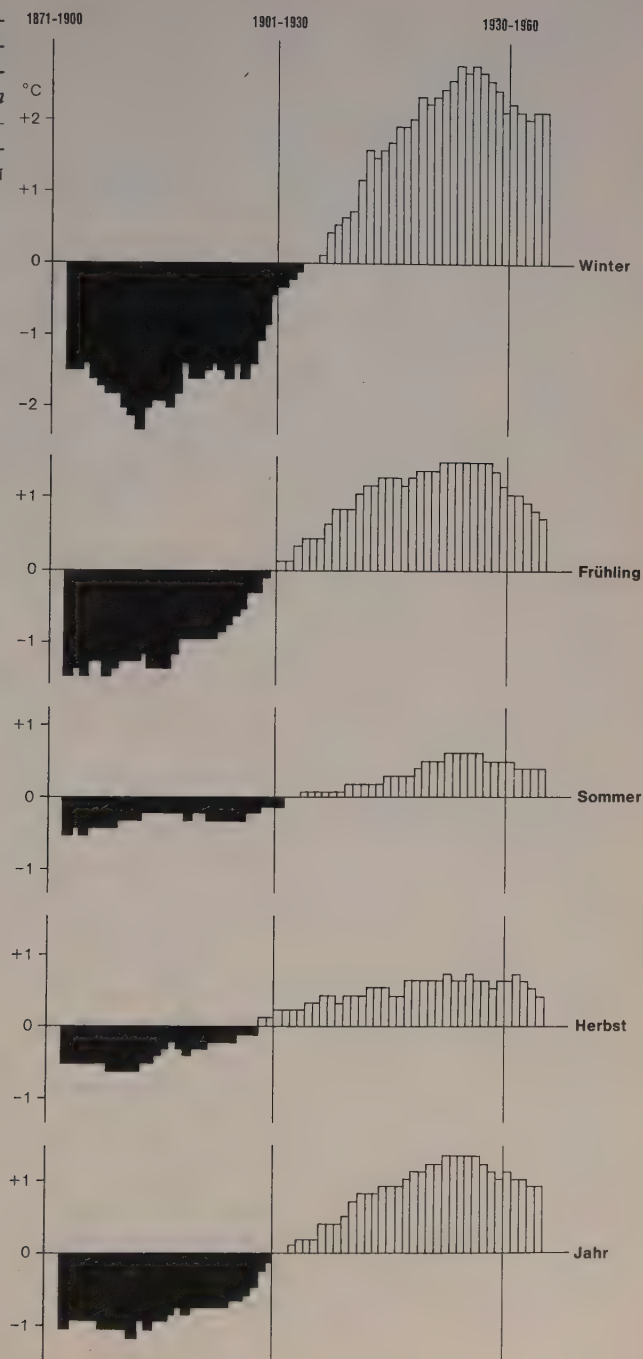
chen z. T. in extraterrestrischen Ursachen begründeten Klimaschwankungen von untergeordneter oder nur lokaler Bedeutung waren, so erlangen die sich nunmehr exponentiell verändernden Eingriffsfaktoren in Zukunft Größenordnungen globaler Dimension, die im Energiehaushalt der Erde wirksam und damit klimabedingte Folgen zeitigen werden.

Das irdische Klima ist von Haus aus in der zeitlichen wie der räumlichen Dimension sehr variabel. Langjährige Mittelwerte, wie sie die Wissenschaft zum besseren Beschreiben des Klimas erarbeitet hat, täuschen eine Stetigkeit vor, die es in Wirklichkeit nicht gibt. Abb. 41 macht deutlich, wie veränderlich beispielsweise das Temperaturregime auch über relativ kurze Zeiträume ist. Inwieweit der Mensch zu solchen Klimaschwankungen beiträgt und wie sein Beitrag quantitativ im Verhältnis zu den natürlichen Ursachen zu bewerten ist, erfordert Forschungen über die anthropogenen Einflüsse auf das Energiesystem Erde-Atmosphäre.

Bereits lange vor der Industrialisierung und Urbanisierung hat der Mensch wesentliche Eingriffe in den Naturhaushalt vorgenommen. Die Veränderung der Pflanzenwelt stellt wohl den großräumigsten, daher schwersten unter ihnen dar. Sie hat es zu allen Zeiten gegeben und ist Ausdruck des Erhaltungstriebes des Menschengeschlechtes, denn ohne Ackerbau und Viehzucht wäre keine Entwicklung von Kultur und Zivilisation möglich gewesen. Der Mensch muß die dabei verursachten, klimaverändernden Wirkungen in Kauf nehmen. Er muß sich aber darüber im klaren sein, daß die jüngsten, großräumigen Eingriffe in die letzten Reste der geschlossenen Pflanzendecke (z. B. der tropischen Regenwälder) klimatische Folgen globalen Ausmaßes hervorrufen können. Über die klimatischen Konsequenzen der Degradierung der mediterranen Hartlaubwälder im Altertum ebenso wie der Rodung der Wälder Mitteleuropas und Nordamerikas in den verschiedenen historischen Epochen, läßt sich heute nur wenig aussagen. Besser zu erfassen sind jedoch die sich in der Gegenwart abspielenden Vorgänge, wie der namentlich in den Tropen geübte Brandrodungsfeldbau, der über eine starke Trübung der Atmosphäre einen wirksamen Einfluß auf das Klima hervorruft. Rechnerisch schätzen lassen sich inzwischen auch die Folgen der Emissionen im Bereich der Industrieräume der Erde.

Man hat jüngst ein Modell errechnet (Abb. 42), das die möglichen Auswirkungen einer z. Z. im Gange befindlichen Vernichtung der tropischen Regenwälder zum Ziel hat. Es wurde dabei eine Veränderung der Wärmeverhältnisse im dreidimensionalen Aufriß der Erde ermittelt. Danach würde die Vernichtung des Waldes folgende Reaktionen auslösen: Zunächst erhöht sich die Albedo. Damit bliebe die Oberfläche des Bodens kühler. Als Folge davon ergebe sich eine geringere Verdunstung an den nunmehr waldfreien Bodenflächen mit einem kleineren Betrag an freier-

Abb. 41: Dreißig-jährige übergreifende Temperaturabweichungen vom Durchschnitt 1875–1950 in West-Grönland (nach VON RUDLOFF 1967)



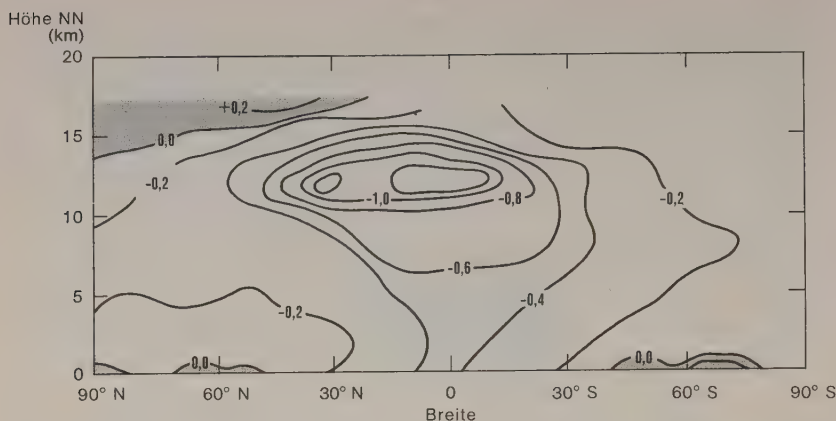


Abb. 42: Voraussichtliche Temperaturabweichung nach völliger Rodung der tropischen Regenwälder (nach G. L. POTTER und H. W. ELSAESSER 1975)

dender latenter Wärme. Damit würde sich aber auch die atmosphärische Zirkulation über den Tropen und folglich das gesamte Zirkulationssystem der Erde ändern.

Eine Verminderung des Wasserdargebots würde aber ebenso zu einer Erniedrigung der Verdunstung und der dazu nötigen Wärmeenergie (latenter Wärmestrom  $V$ ), andererseits aber zu einer Erhöhung des Stromes fühlbarer Wärme ( $L$ ) führen. Das Verhältnis dieser beiden Größen ( $L$  zu  $V$ , die *Bowen-Ratio*) würde damit durch den Menschen manipuliert. Die Änderung der Energiebeträge, die der anthropogene Einfluß hierbei erreichen würde, wäre groß genug, um auf die Dauer zumindest in kleineren Räumen fatale Auswirkungen hervorzurufen und damit maßgebliche klimatische Veränderungen einzuleiten. Weltweit stellt sich dabei freilich ein neues Gleichgewicht im Wasserhaushalt ein, da keine Energie im irdischen Haushalt verlorengehen kann, doch müßte die räumliche Verteilung des Energiehaushaltes ein völlig neues Bild einnehmen.

Eine Veränderung des Wasserhaushaltes durch den Menschen – sei es als Folge von Vegetationsdegradierung oder direkter Entnahme von Energie (etwa durch Industrie) oder auch im Zuge von großräumigen Bewässerungsprojekten – wirkt sich stets auch auf den Wärmehaushalt aus. Die direkte Aufheizung der Atmosphäre durch Wärmeabstrahlung von Industrie, tropischer Brandrodung, privaten Heizungen, Automobilen usw., d.h. in erster Linie der Verbrauch fossiler Energie durch den Menschen könnte bei Fortsetzung der derzeitigen Wachstumsraten schon am Ende dieses Jahrhunderts Größenordnungen erreichen, die denjenigen der natürlichen Klimaschwankungen gleichkommen.



Tab. 14: Energetik großräumiger Klimaschwankungen (nach FLOHN 1973)

<b>1. Äußere Parameter (Astro- und Geophysik)</b>			
Energieeinnahme Erde + Atmosphäre		123 000 TW	
Strahlungsbilanz Erdoberfläche		48 700 TW	
Geothermischer Tiefenstrom		+ 32 TW	
Vulkanogene Trübungen Stratosphäre		- 1 bis 2000 TW (max.)	
Ausbrüche Antarktis-Eis (19. Jh.)		- 50 bis 100 TW	
		(pro 10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup> )	
<b>2. Innere Parameter (Rückkopplung)</b>			
Änderung der Bewölkung um 1%		± 350 TW	
Änderung Verdunstung äquatoriale Ozeane		± 300 TW	
Änderung Fläche Arktisches Meereis		± 50 TW	
		(pro 10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup> )	
<b>3. Anthropogene Parameter</b>			
	1970		2000
Zunahme des CO <sub>2</sub> -Gehaltes	+ 1,5 TW		+ 2,4 TW
Energieproduktion (1970)	+ 8 TW		+ 40 TW
Wasserverbrauch → Luft	+ 140 TW		+ 390 TW
Umwandlung trop. Regenwald	- 17 TW		
	(pro 10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup> )		
Savannenbrände	+ 3 TW		
Trop. Trübung Nordhemisphäre,			
insgesamt	+ 40 TW		
davon Industrie, Großstädte	+ 1,7 TW		+ 2,5 TW

Tab. 14 gibt Auskunft über die Größenordnung der anthropogenen Parameter gegenüber der natürlichen Energetik großräumiger Klimaschwankungen. Es wird deutlich, daß die Umgestaltung von Naturlandschaften (Waldvernichtung, Savannenbrände) und der Verbrauch von Energie in den Industriestaaten den globalen Energiehaushalt bereits wirksam beeinflussen. Diese Eingriffe verändern vor allem die atmosphärische Trübung. Damit werden die Einstrahlung vermindert und der Wärmehaushalt verändert. Der gesteigerte Wasserverbrauch schlägt ebenfalls in meßbaren Größen bereits zu Buche. Damit wird die irdische Wasserbilanz einseitig gestört. Noch erreichen allerdings die anthropogenen Einflüsse keine Größenordnungen natürlicher Ursachen von Klimaschwankungen, so ist z. B. die Trübung der Atmosphäre durch Vulkanausbrüche noch erheblich höher als durch die Betätigung des Menschen als Ackerbauer oder Industrieunternehmer. Es bahnen sich bei dem raschen Wachstum aller menschlichen Aktivitäten jedoch solche Größenordnungen an. Die Energiemenge, die schätzungsweise in der Lage ist, natürliche Klimaveränderungen hervorzurufen, liegt bei 50–200 TW (Terrawatt, FLOHN 1973). Es ist heute schon abzusehen, daß die menschlichen Eingriffe solche Größenordnungen erreichen werden. Dann aber hat der Mensch begonnen, auch das irdische Großklima zu gestalten.

Die für die Klimaveränderung verantwortlichen natürlichen Vorgänge (große Vulkanausbrüche, Vorstöße des antarktischen Schelfeises, solare Ultravioletttausbrüche, Umverteilungen der Energie innerhalb des klimatischen Systems Ozean-Atmosphäre, Variation der winterlichen Schneedecke oder des Meereises, Veränderung der Bewölkung) liefern bzw. entziehen jeweils Beträge um 100–300 TW =  $10^{12}$  Watt. Demgegenüber beträgt die direkte Energiezufuhr durch den Menschen heute ca. 8 TW. Die Beträge durch Zunahme des CO<sub>2</sub>-Gehaltes, durch die Luftverschmutzung, durch Savannenbrände sind etwa gleich groß, so daß die anthropogenen Effekte bei ca. 10 bis 20 TW – also bei einem Zehntel der natürlichen Prozesse – liegen. Es kann als sicher angenommen werden, daß die wesentlichen anthropogenen Effekte (CO<sub>2</sub>-Zufuhr, Luftverschmutzung und direkte Energiezufuhr) zu einer Erwärmung der Erde führen (*Glashauseffekt*). Eine Verdoppelung des CO<sub>2</sub>-Gehaltes ergibt im globalen Mittel eine Erwärmung um 2,7°C, im Polargebiet sogar um 8–10°C. Nach neuesten Berechnungen ist zwar der CO<sub>2</sub>-Gehalt in der Atmosphäre zur Zeit noch wenig gefährvoll, doch werden dann kritische Werte erreicht, wenn das Pufferungsvermögen der Ozeane für Kohlendioxid erschöpft ist und infolge der Vegetationszerstörung die CO<sub>2</sub>-Assimilationsrate weltweit sinken sollte. Es kann aber als gesichert gelten, daß in Zukunft durch eine Erwärmung der Erdoberfläche aufgrund der verstärkten anthropogenen Einflüsse sowohl die winterliche Schneedecke an Ausdehnung abnimmt als auch die nur 2–3 m dicke arktische Meereisdecke abschmelzen könnte, wodurch die Albedo erheblich vermindert würde. Dies hätte für die Nordhalbkugel mit Sicherheit eine Verschiebung der Klimagürtel nach Norden zur Folge, da sich das Subtropenhoch im Winter um mindestens zehn Breitengrade (300–600 km) nach Norden verlagern müßte.

Derartige Klimaänderungen globalen Ausmaßes sind rein rechnerisch mit hohem Wahrscheinlichkeitsgrad vorauszusagen. Damit sind solche Überlegungen keineswegs mehr hypothetische Spekulation.

## 7.7 Lokale Klimaveränderungen durch den Menschen

### 7.7.1 Das Stadtklima

Als allgemein feststellbare Besonderheiten des Stadtklimas gegenüber dem vergleichbaren Klima im Freiland fallen jedem aufmerksamen Beobachter die größere Wärme, eine gesteigerte Niederschlags- und Gewittertätigkeit, die höhere Smoghäufigkeit und schließlich die Luftverschmutzung auf. Sie sind bedingt durch einen eigenen stadtspezifischen Wärme-



Abb. 43: Abweichung vom Mittelwert der Temperatur zur Zeit des nächtlichen Minimums im Stadtgebiet von Giessen (nach HERRMANN und MEISER 1973)

umsatz infolge der dichten Bebauung sowie der Emissionen von festen, flüssigen und gasförmigen Abfallprodukten der Industrie, des Gewerbes, der privaten Haushalte und des Verkehrs.

In der Gesamtbilanz aller Faktoren, die ein eigenes Stadtklima hervorrufen, ergibt sich besonders ein Wärmeüberschuß der Stadt gegenüber dem Freiland. Es entstehen regelrechte Wärmeinseln, wie das Beispiel Giessen (Abb. 43) zeigt.

Ein wesentlicher temperaturerhöhender Faktor ist die dichte Bebauung, denn das Baumaterial der Städte hat eine höhere Wärmekapazität als der Boden oder gar die Vegetation des Freilandes. Es bietet eine größere ab-

sorbierende Oberfläche an, die durch zahlreiche Reflektionsmöglichkeiten noch verstärkt wird. Auch die Wärmeabgabe ist verzögert. Im Freiland wird ein erheblicher Teil der Strahlung zum Verdunsten des im Boden, in den Pflanzen und Bäumen gespeicherten Wassers verwandt. In der Nacht geben die Steinmassen des Häusermeeres ihre Wärme nur langsam ab. Im Winter kommt die Heizwirkung hinzu. Steine und Beton leiten die Erdwärme besser nach oben als z. B. trockener Sandboden. Außerdem absorbiert eine durch Rußteilchen verschmutzte Schneedecke im Winter erheblich mehr Strahlung als eine blendend weiße Fläche, und so schmilzt der Schnee selbst ohne künstliche Beseitigung in den Städten viel eher als auf dem Lande. Schneefreier Boden aber verhindert im Winter eine allzu starke Abkühlung der Luft. Bei einer geschlossenen Schneedecke von nur einigen Zentimetern Höhe wird jeder Wärmenachschub aus der Erde abgeschnitten, und die Luft kühlt sich dann leicht um mehr als  $10^{\circ}\text{C}$  unter die Temperatur schneefreier Gebiete ab. Aus diesem Grund ist der Wärmeüberschuß der Städte in klaren, stillen und weißen Winternächten am größten.

Insgesamt ist der Wärmeüberschuß der Stadtgebiete zu allen Jahreszeiten ungefähr gleich groß. Er beträgt in Berlin z. B. zwischen dem Villenort Dahlem und der Invalidenstraße im Stadtinnern in allen Monaten im Mittel etwa  $0,9^{\circ}\text{C}$ . Zwischen Dahlem und den weiteren Außenbezirken ist nochmals ein Unterschied von etwa  $0,5^{\circ}\text{C}$  vorhanden, so daß man mit einer Temperaturerhöhung der Innenstadt von ca.  $1,5^{\circ}\text{C}$  gegenüber dem freien Land rechnen kann. Da alle Klimaschwankungen, die in den letzten Jahren beobachtet worden sind, unter dieser Größenordnung bleiben, muß der Stadteinfluß, der mit dem Wachsen der Häusermeere rasch zunimmt, sorgfältig eliminiert werden, wenn falsche Schlußfolgerungen bezüglich etwaiger Klimaänderungen vermieden werden sollen. Sie werden dadurch gefördert, daß die meisten meteorologischen Stationen im Bereich von rasch wachsenden Städten errichtet worden sind. Man spricht daher in diesem Zusammenhang von der „passiven Inhomogenität“ einer Beobachtungsreihe im Gegensatz zu der durch Standort-, Beobachter- oder Instrumentenwechsel verursachten aktiven.

Die Beeinflussung der Stadttemperatur durch die Bausubstanz wurde am Beispiel von Bonn untersucht (KESSLER 1971). Abb. 44 macht die Ursachenkomplexe einer Überhitzung der Stadt deutlich. Zusätzliche Energie wird in den Ballungsgebieten durch die direkte Beheizung der Wohnungen oder durch Energieumsätze in Industrie- und Gewerbebetrieben frei.

Eine weitere indirekte Wärmequelle in der Stadt stellt die Reduzierung der Verdunstung dar, wodurch der Strom fühlbarer Wärme erhöht wird. Die Verdunstung ist niedriger, weil Asphaltierung und Beton sowie die



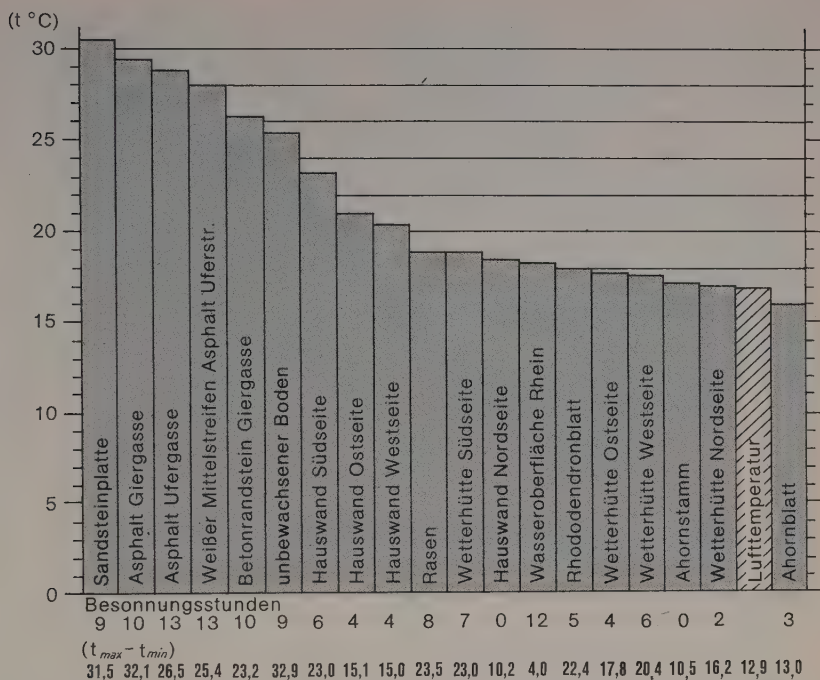


Abb. 44: Die Tagesmittel der Strahlungstemperaturen verschiedener Oberflächen im Vergleich zur Lufttemperatur (nach KESSLER 1971)

Kanalisierung der Städte die Wasserhaushaltsgleichung ( $N = V + A$ ) zugunsten des Abflusses ( $A$ ) verschieben. Zudem wird durch den Mangel an Pflanzen verglichen mit dem Freiland die Verdunstung ( $V$ ) vermindert.

Der Gesamteffekt des Stadtklimas spiegelt sich also vornehmlich in einer Überwärmung der Stadt (Wärmeinsel) gegenüber dem Freiland wider. Diese Überwärmung ist jedoch im Tages- und Jahresgang sowie je nach Wetterlage differenziert zu sehen. Starke Winde können z.B. die Unterschiede weitgehend ausgleichen. Nach Untersuchungen in Kiel (ERIKSEN 1964) ist die Stadt-Land-Temperaturdifferenz im Tages- und Jahresgang im Sommer abends und nachts maximal, morgens und mittags minimal. Bei Hochdruckwetterlagen sind die Unterschiede besonders stark ausgeprägt.

In den Städten anderer Klimazonen, so z. B. im randtropischen Mexiko, zeigt der kälteste Monat Januar (Trockenzeit) den größten thermischen Stadt-Land-Kontrast, im Juli, während der Regenzeit, ist eine deutliche Abschwächung der Wärmeinsel festzustellen. JÁUREGUI hat für Mexiko-

City einen Wärmeüberschuß von  $2^{\circ}\text{C}$  für das gesamte Jahr und für die Trockenzeit von  $4^{\circ}\text{C}$  ermittelt. Die Abweichung der mittleren Minimumtemperaturen für den Monat Dezember (Trockenzeit) beträgt sogar  $10^{\circ}\text{C}$ . Diese Tatsache macht die Innenstadt von Mexiko frostfrei, obwohl das Umland im Dezember im Mittel 15 Frosttage aufweist. Das Anhalten von Inversionswetterlagen während der langen Trockenzeit gibt deutlich zu erkennen, daß der Stadteffekt in randtropischen und subtropischen Regionen mit ausgeprägten Trockenzeiten markanter ausgebildet ist als in den windreichen, interdiurnen Wechselklimaten der gemäßigten Breiten.

Der klimatische Stadteffekt wird durch die Luftverschmutzung verstärkt. Großstädte und Industrieballungszonen sind besonders davon betroffen. Abgesehen von einer direkten Wirkung auf die Atemluft des Menschen, trübt sie die Atmosphäre und verändert somit den örtlichen Strahlungshaushalt. Die hohe Anzahl an Kondensationskernen (Aerosole) unterstützt auch die Niederschlagsbildung und die Nebelhäufigkeit. Den wesentlichsten Anteil an den Emissionen stellt das Schwefeldioxid, das vor allem bei der Verbrennung fossiler Energieträger frei wird. Während die Großindustrie dank der Schornsteinhöhen mit dem ausgestoßenen  $\text{SO}_2$  weniger die unmittelbar angrenzenden unteren Atmosphärenschichten belastet, gilt dies um so mehr für die Kleinindustrie und den Hausbrand. Hierbei wirkt sich das Heizöl ungünstiger aus als die Kohle, deren Schwefelanteile in der Aschensubstanz zurückgehalten werden. Der Kraftfahrzeugverkehr belastet in den enggebauten Straßenzügen die untersten Luftschichten mit sehr giftigen Kohlenmonoxyden und Kohlenwasserstoffen. Kokereien und Gaswerke sondern Schwefelwasserstoffe ab, dazu treten als Abgase der chemischen Industrie Ammoniak und Fluorwasserstoffe. Sichtbarer als diese toxischen Emissionen, die man als Rauchgase bezeichnet, sind Flugasche und Ruß. In ariden Klimaten kommen Partikel von Staubstürmen hinzu, denen sich im meist devastierten Umland der Städte genügend Angriffsfläche bietet. Ein deutliches Beispiel ist Mexiko-City, das inzwischen innerhalb seines Weichbildes 7 Mill. Menschen beherbergt. Windreiche Wetterlagen verfrachten riesige Mengen von Staubpartikeln aus den trocken liegenden Böden des früheren Texcoco-Sees vornehmlich über die östlichen Teile der Stadt, deren Himmel dann über Tage hin völlig verfinstert ist (JÄUREGUI 1973).

Die schädlichen Auswirkungen der Luftverschmutzung lassen sich auch indirekt z.B. am Zustand der innerstädtischen Vegetation ablesen. Als beste Indikatoren haben sich die Flechten erwiesen. Der Flechtenbewuchs wird weniger durch die direkte Auflagerung von Staubpartikeln, die die Assimilation erschweren könnten, als vielmehr durch die chemische Wirkung von  $\text{SO}_2$  beeinträchtigt. Nach Anzahl und Deckungsgrad

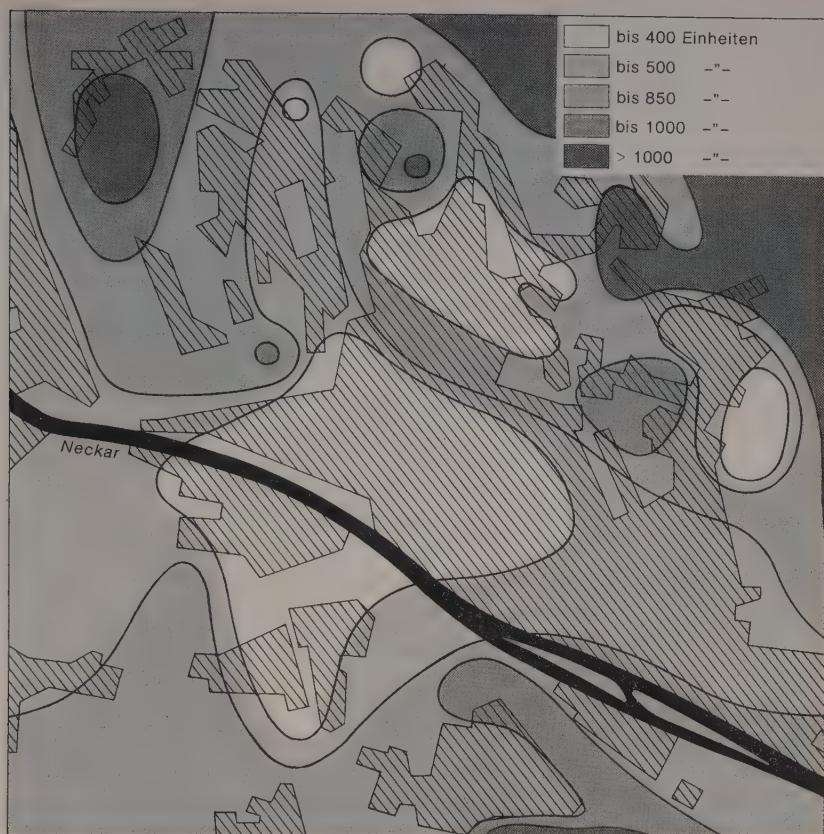


Abb. 45: Enzymaktivität in Flechtenzellen im Stadtgebiet von Esslingen (nach BAUER und KREB 1973)

der registrierten Flechten kann man Intensitätsabstufungen der Luftverunreinigung feststellen. Eine Normalzone am Freilandrand der Städte, eine Kampfzone bei mittlerer Verschmutzung und schließlich eine Zone der Flechtenwüste, in der sich nur wenige Arten und Individuen zu behaupten vermögen (VARESCHI 1936, DOMRÖS 1966, THIELE 1974).

Eine exaktere Methode verwendet die Enzymaktivität in Flechtenzellen als Indikator, da die Wirkung von  $\text{SO}_2$  und anderen Schadstoffen dabei quantitativ besser abgeschätzt werden kann (BAUER und KREB 1974). Am Beispiel von Esslingen (Abb. 45) zeigt sich eine von außen nach innen abnehmende Enzymaktivität der Flechten, d.h., daß die Luftverunreinigung in den Städten von dicht bebauten Zentren zum Rand der Wohnge-

bierte hin abnimmt, wobei weitere Maxima der Verunreinigung in der Nähe von Industrie auftreten können.

Grad und regionale Verbreitung der Luftverunreinigung sind stark von den jeweiligen Wetterlagen abhängig. Hohe Windgeschwindigkeiten vermögen die Schadstoffe über weite Gebiete zu verteilen. Sie können die Dunstglocke abschwächen. Windschwache Inversionswetterlagen bedingen eine Konzentration der Schadstoffe in den unteren Schichten der Atmosphäre. Aufgleitinversionen in Verbindung mit stabilen Hochdruckwetterlagen können oft tagelang andauern und die Konzentration der Schadstoffe über das von den Menschen tragbare Maß anreichern.

Die Überwärmung der Stadt wirkt sich auch auf die relative Feuchte und die Niederschlagstätigkeit über der Stadt aus. Höhere Temperaturen bedeuten bei gleichbleibenden absoluten Wasserdampfgehalten der Atmosphäre eine Reduzierung der relativen Feuchte. Das fast völlige Fehlen einer Vegetation und die stark verminderten Versickerungsflächen durch die allgemeine Bebauung verstärken dieses Phänomen. Das Feuchtigkeitsdefizit beträgt in der Stadt nach KRATZER mehr als 5% und erreicht demgemäß schon über die Hälfte der Spanne, die z. B. in Norddeutschland als Folge der jeweiligen Lage zur See festgestellt wurde; doch kann es örtlich zu einer erheblichen Zunahme der relativen Feuchtigkeit kommen, wenn durch Industrien (z. B. Kühltürme) ständig Wasserdampf in die Atmosphäre abgegeben wird.

Daß in den Städten auch die Niederschlags- und Gewitterhäufigkeit trotz geringeren mittleren Feuchtigkeitswerten gesteigert sind, konnte nachgewiesen werden. In Berlin beschränkt sich die vermehrte Niederschlagstätigkeit deutlich auf die luvseitigen Randgebiete und damit vor allem auf den Grunewald, während im eigentlichen trockeneren Stadtkern die Regenmengen kleiner sind. Für Kiel konnte eine Erhöhung des Niederschlags gegenüber dem Freiland von ca. 10% ermittelt werden (ERIKSEN 1964). EMONDS (1954) registrierte für Bonn eine Zunahme der Niederschlagsmengen vom Freiland zum Stadtinnern hin. In Mexiko-City (JÁUREGUI 1973), wo der thermische Stadteffekt zuweilen zu einer Labilisierung der Luft innerhalb der steifen Passatströmung führt, wurden nicht selten Starkregen von mehr als 20 mm in 24 Stunden festgestellt, die über dem Stadtgebiet zugleich eine maximale Auftrittshäufigkeit erreichen. Die Gründe für eine erhöhte Niederschlags- und Gewittertätigkeit liegen neben dem Turbulenzeffekt durch den städtischen Wärmeüberschuß insbesondere in der Luftverschmutzung begründet. Die aufsteigende turbulente Luftbewegung über der Stadt wirkt im Verein mit den unzähligen Kondensationskernen niederschlagsauslösend.

Daß trotz der geringeren mittleren Feuchtigkeitswerte manche Städte auch eine viel größere Nebelhäufigkeit aufweisen als das freie Land, ent-



hüllt eine weitere bedenkliche Schattenseite des Stadtklimas. London hatte dreimal mehr Nebeltage als seine Umgebung. Die Ursache dieser Stadtnebel liegt fast ausschließlich in der Luftverschmutzung begründet, in der ungeheueren Produktion von Staub und Rauch, die durch die besonderen Heizmethoden, wie sie für England mit einer Unzahl von Kaminen charakteristisch waren, noch unnötig gesteigert wurde. Viele Millionen Kondensationskerne in  $1 \text{ cm}^3$  Luft dienen als Konzentrationspunkte des Wasserdampfes. Natürlich handelt es sich keineswegs mehr nur um reinen Wasserdampf, sondern vielmehr um einen giftigen Rauchdunst (smog = Smoke + Fog), der bei Inversionswetterlagen sich tagelang über den Städten und Industriezentren hält. Auch im Ruhrgebiet scheint die Sonne an warmen Sommertagen oder bei winterlichen Strahlungswetterlagen nur noch schwach durch eine fahle Dunstglocke hindurch, die bei austauscharmen Wetterlagen mindestens 50 km leewärts erkennbar bleibt. Vom Flugzeug aus kann man die Dunstfahnen großer Städte weithin verfolgen. Die Helligkeit wird herabgesetzt, die Strahlung an klaren Tagen um etwa 20% verringert und vor allem im Winter die Sonnenscheindauer wesentlich vermindert, in London um mehr als die Hälfte im Vergleich zu der weiteren Umgebung. In sub- und randtropischen Gebieten mit ausgeprägten Trockenzeiten führen vertikale Absinkvorgänge der Luftmassen, die mit einer antizyklonalen Zirkulation verbunden sind, in der längeren Trockenzeit fast täglich zu Temperaturinversionen. Großstädte in den randlichen Tropen und in subtropischen Winterregengebieten sind daher über Wochen und Monate von Smog-Wetterlagen betroffen. Mexiko-City und Los Angeles z. B. zeigen die kontinuierliche Steigerung der Verunreinigung der Stadtluft mit zunehmender Dauer antizyklonaler Wetterlagen.

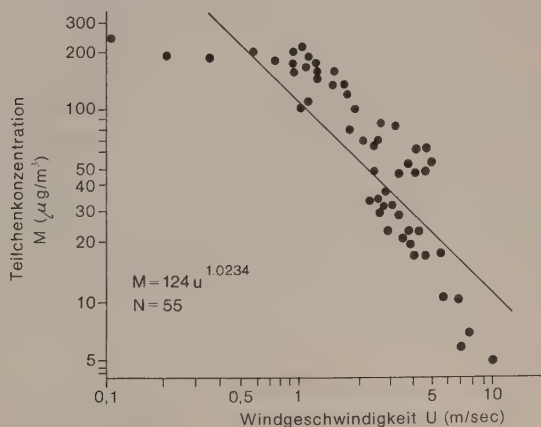


Abb. 46: Die Abhängigkeit der Teilchenkonzentration von der Windgeschwindigkeit in Cincinnati 1970 (nach BACH 1971)

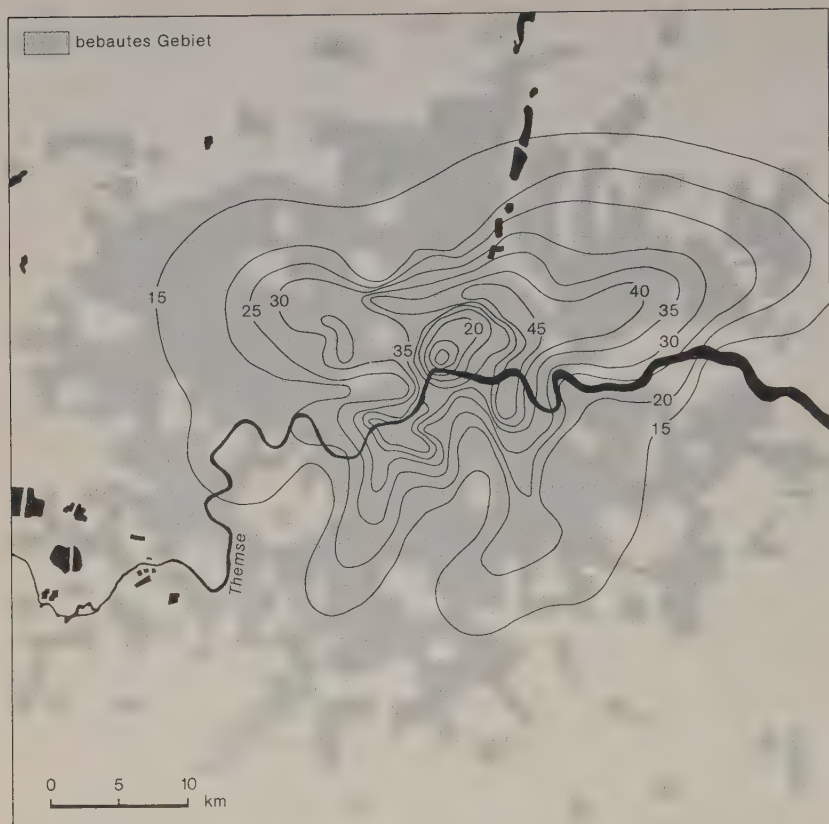


Abb. 47: Die Luftverschmutzung über London in mg Aerosol pro 100 m<sup>3</sup> zwischen Oktober 1957 und Mai 1958 (nach CHANDLER 1966)

Am Beispiel von Cincinnati konnte die indirekt proportionale Beziehung zwischen Windgeschwindigkeit und Teilchenkonzentration deutlich gemacht werden (BACH 1971, Abb. 46). In Groß-Cincinnati weist das Zentrum der Stadt verglichen mit anderen Stadt- und Landklimastationen morgens eine höhere positive, mittags die gleiche und abends eine bedeutend niedrigere negative Strahlungsbilanz gegenüber dem umgebenden Land auf. Die Dunsthaube über der Stadt vermindert demnach vor allen Dingen nachts die Ausstrahlung, so daß dann große Differenzen Stadt-Freiland auftreten. Sie tragen damit wesentlich zu höheren Nachttemperaturen in der Stadt bei. Eine genaue Kartierung des Smog über den Städten (Abb. 47) zeigt deutlich die Benachteiligung der Innenstädte bzw. von

Standorten der Industrie, aber auch eine Abhängigkeit von der topographischen Lage der jeweiligen Stadt.

Die Ausprägung des klimatischen Stadteffektes durch die Luftverunreinigung geschieht über die Beeinflussung des Strahlungshaushaltes. Ausgehend von der Grundgleichung  $Q = (S + H) \cdot (1 - a) - (E - G)$  kann für jedes Teiglied die Beeinflussung von seiten der Lufttrübung analysiert werden<sup>1</sup>. Der Term  $E - G$  verringert sich infolge der Dunstglocke. Diese vermindert aber  $S$  und erhöht  $H$ . Insgesamt erfährt der Term  $S + H$  damit eine Abschwächung.  $S + H$  vermindert sich in der Stadt um ca. 7–10% (FLOHN 1971).

Berechnungen ergeben, daß Strahlungsmengen in einer Größenordnung von 20–50  $Ly/d$  in industrialisierten Ballungsgebieten auf einer Fläche von 1000–10 000  $km^2$  der Atmosphäre im ganzen anthropogen zugeführt werden. Bei einer mittleren jährlichen Strahlungsbilanz von 100  $Ly/d$  sind diese Energiemengen keineswegs mehr zu vernachlässigen.

Die Besonderheiten von Strahlungs- und Wasserhaushalt in der Stadt führen letztlich zu einer besonderen Stadtzirkulation, deren Glieder im Gegensatz zu Berg- und Seewindphänomenen tags und nachts nicht entgegengesetzt verlaufen (Abb. 48). Durch die größere Reibung an den Häuserfronten nimmt die mittlere Windgeschwindigkeit ab, aber die Böigkeit erheblich zu. Besonders deutlich läßt sich dies in der Nähe hoher Türme und Hochhäuser feststellen, die in windstarke Höhenzonen hineinreichen und einen Teil der Windenergie bis in das Straßenniveau herunterdrücken. In allen Städten, in denen Wolkenkratzer errichtet wurden, ist die erhebliche Zunahme von Windböen eine Tatsache.

Der Mensch gestaltet das Stadtklima also wesentlich mit. Er wird aber von seinem Produkt selbst wieder betroffen durch die Luftverunreinigung und die damit verbundene Temperaturerhöhung, Niederschlagszunahme und Smog-Häufigkeit. Die schädlichen Auswirkungen des Großstadtklimas können durch die Anlage von Grüngürteln, die Konzentration der Industriegebiete in den windabgewandten Sektoren erheblich vermindert werden, wenn auch der  $SO_2$ -Gehalt von Rauch und Abgasen manchen Baumarten erheblichen Schaden zufügt. In Parkanlagen von der Größe des Berliner Tiergartens oder des Londoner Hyde-Parks vermindert sich die Anzahl der Staubteilchen bereits auf wenige Prozent der in der City gemessenen Beträge. Die Sanierung der Innenstädte, z. B. die Schaffung von Fußgänger- und Einkaufszonen mit geringerem innerstädtischem Autoverkehr, die Errichtung von Fernheizwerken und das Verlagern von In-

<sup>1</sup>  $S$  = direkte Sonnenstrahlung;  $H$  = diffuse Himmelsstrahlung;  $a$  = Albedo;  $E$  = tatsächliche Ausstrahlung;  $G$  = Gegenstrahlung;  $Ly/d$  = Langley pro Tag =  $0,4846 \cdot 10^{-3} \text{ kW} \cdot \text{m}^{-2}$ .

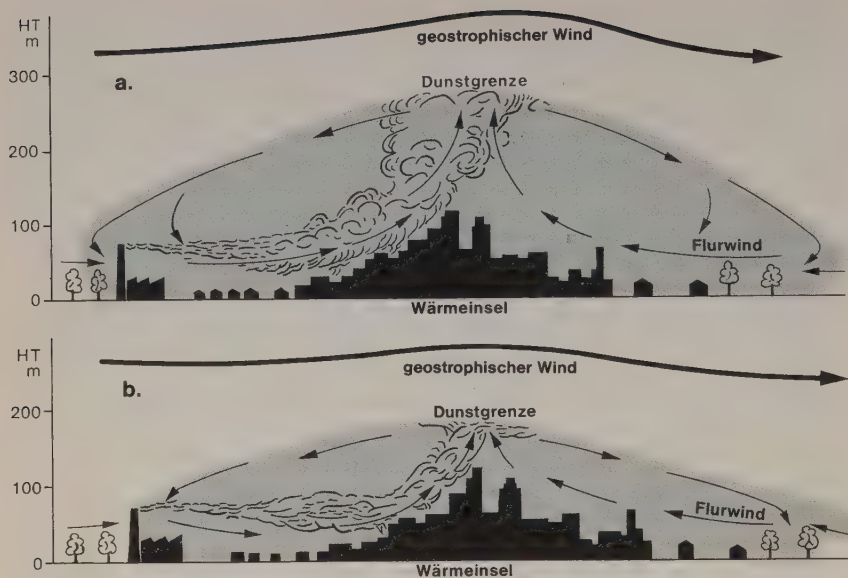


Abb. 48: Die lokale Windzirkulation im Bereich einer Großstadt a) nach Sonnenaufgang, b) nach Sonnenuntergang (nach BACH 1970)

dustriebetrieben aus den Zentren der Städte an die Peripherie brachte bereits eine deutliche Smogentlastung des Stadtinneren mit sich.

Bezüglich der Lage der Wohngebiete zu vorherrschenden Windrichtungen sind die Verhältnisse in München, wo der Hauptbahnhof und ein Großteil der Industrie ausgerechnet in Richtung des häufigsten Windes errichtet worden sind, sehr ungünstig, während demgegenüber Berlin mit dem Industriegebiet im Osten der Stadt und den ausgedehnten Waldungen und Villenvierteln im Westen sehr günstig abschneidet. Was für die Lage der Industrie in bezug auf die vorherrschende Windrichtung gesagt wurde, gilt natürlich auch für den Bau von Atomkraftwerken. Es ist ein dringendes Gebot für die Zukunft, die Wohnviertel in die Luvgebiete zu verlegen, wie dies in einigen neuen russischen Städten konsequent durchgeführt worden ist. Wolgograd und Magnitogorsk (KRATZER 1956, S. 102) sind als sog. Bandstädte „angelegt“. Nächst dem Wind liegt der Erholungsort, dann folgt das Wohnviertel, an das sich wieder ein Grüngürtel anschließt, der die große Verkehrsstraße birgt und das Wohn- vom Industrieviertel trennt. Für den Geographen ergeben sich damit dringende Umweltschutzaufgaben, die mehr als bisher bei der Stadt- und Landesplanung berücksichtigt werden sollten.



### 7.7.2 Das Klima des ländlichen Raumes

Die durch den Menschen bedingten Änderungen des Klimas kommen zwar in den großen Städten am stärksten zur Auswirkung, beschränken sich aber keineswegs auf diese. Zweifellos beeinflussen auch die künstlichen Änderungen der Vegetation das Klima. Die zunehmende Entwaldung weiter Landstriche – in Mitteleuropa waren in prähistorischen Zeiten 80–85% mit Wald bedeckt, heute sind es in Deutschland ca. 30% – kann zu einer Abnahme der Niederschlagstätigkeit führen, weil das Regenwasser nicht mehr durch den feuchten Waldboden festgehalten, sondern schneller meerwärts transportiert wird und dann nicht sogleich von neuem durch Verdunstung in die Atmosphäre gelangen kann. Insgesamt sind die daraus hervorgerufenen Folgen für das Niederschlags- und Temperaturregime aber wohl gering und schwer nachweisbar.

Die Trockenlegung von Sümpfen hat eine ähnliche Wirkung, entstehen doch viele Sommergewitter gerade über ausgedehnten Sumpfgebieten, die einerseits durch die Sonne genügend erhitzt werden, während andererseits zugleich aus den Sümpfen genügend Feuchtigkeit in die Atmosphäre abgegeben wird.

Demgegenüber wird durch Neuerrichtung zahlreicher Stauseen die Wasseroberfläche der Erde besonders in Osteuropa, Asien und den USA vergrößert. Da diese Stauseen im Herbst viel Wärme gespeichert haben und sich im Frühjahr nur zögernd erwärmen, verändern sie das Klima nicht nur durch eine Verringerung der täglichen Temperaturamplitude, sondern auch durch einen Ausgleich der jährlichen Temperaturunterschiede. In den Trockengebieten können die Stauseen kaum eine niederschlagserhöhende Wirkung aufweisen, da die Steigerung des absoluten Wasserdampfangebotes in der Atmosphäre bei weitem nicht ausreicht, um ein Mehr an Niederschlag zu erzeugen (Beispiel: Assuan-Staudamm). Die wesentlichsten Veränderungen lassen sich über die sog. Bowen-Ratio, das Verhältnis zwischen dem Strom fühlbarer und latenter Wärme ( $L/V$ ) abschätzen. Wenn man die Vegetation vernichtet, verändert sich die Relation zugunsten von  $L$ , d. h. der Strom fühlbarer Wärme wird vergrößert. In den Bewässerungsgebieten erhöht sich dagegen  $V$ , und der Strom fühlbarer Wärme wird vermindert. Eine Zerstörung der Vegetation, insbesondere auch die übermäßig betriebene Brandrodung in den Tropen (Savannenbrände) hat darüber hinaus den Effekt einer um sich greifenden Boden-erosion und einer Begünstigung von Sandstürmen. Dies führt zu einer erheblichen Aerosol-Anreicherung und Trübung der Luft mit entsprechenden Auswirkungen vor allem auf den Strahlungshaushalt. Der ländliche Raum ist inzwischen immer mehr zum Standort von Industrien und Kraft-

werken geworden. Die Naßkühltürme können – abhängig von Wetterlage und Windrichtung – zu einer Erhöhung der relativen Feuchte in der Umgebung führen. Entscheidend ist dabei stets das Problem der Abwärme, denn nur 30–40% der erzeugten Wärmeenergie können in Strom umgewandelt werden. Die über Kühltürme abgegebene Wärme eines Großkraftwerkes erreicht Größenordnungen, die der Wärmeabgabe einer Großstadt entsprechen. Die Folge sind stärkere Eingriffe in das Meso- und Mikroklima der Umgebung. Die Ableitung in Flüsse hat jetzt schon deren Fauna und Flora wesentlich geändert.

Die Einwirkungen des Menschen auf das Klima sind jedoch nicht nur ungewollter Natur. Er versucht auch vor allem in klimatischen Ungunstgebieten das Klima künstlich für die landwirtschaftliche Nutzung günstiger zu gestalten. Es hat nicht an Versuchen gefehlt, das Wetter künstlich zu beeinflussen, doch sind die Erfolge bisher gering und gehen über örtliche Einwirkungen nicht hinaus. Am eindrucksvollsten ist die Schadensverhütung bei Früh- und Spätfrösten durch Rauchverzeehrung oder durch Versprühen von Wasser. Durch den Rauch wird eine Dunstglocke erzeugt und damit ähnlich wie beim Stadteffekt die Wärmeausstrahlung vermindert. Beim Gefrieren des Sprühwassers wird Kondensationswärme frei und somit der Abkühlungsprozeß verlangsamt. Diese Maßnahmen werden in erster Linie in Weinbaugebieten getroffen, die von Spätfrösten heimgesucht werden können. Die Rebpflanzen sind in den Zeiträumen, in denen Spätfröste auftreten, nicht mehr ausreichend abgehärtet.

Durch Bestreuen von dünnen Schichtwolkendecken mit Trockeneis bzw. Silberjodid, das eine ganz ähnliche kristalline Struktur wie die Eiskristalle aufweist, gelingt es, die feinen Tröpfchen bzw. Kristalle der Wolken so zu vergrößern, daß sie herunterschweben und sich die Wolken für kurze Zeit auflösen. Der Niederschlag selbst verdunstet aber meistens schon, ehe er den Boden überhaupt erreicht, und es ist bis jetzt nicht möglich, auf diese Weise gezielt die Niederschlagsmenge irgend eines Gebietes in merkbarem Ausmaß zu verändern. Die Erfolge der modernen Verfahren des Beschießens von Hagelwolken mit Raketen, die Silberjodid enthalten, sind durchaus beachtlich.

Auch die Möglichkeiten der Wetterbeeinflussung durch Kernspaltungen oder Fusionen sind nur gering, denn die Energie einer einzigen Gewitterwolke ist bereits größer als die einer Atombombe. Daher ist es bis jetzt auch nicht möglich, die Wetterverhältnisse auf der Erde durch künstliche Explosionen über die örtlich auftretenden Effekte in unmittelbarer Nähe des Explosionszentrums hinaus zu ändern.

Es ist wohl eher die generelle Umgestaltung der Natur im Zuge der Menschheitsentwicklung, die ungewollte Wirkungen auf das Klima hervorrief und im lokalen wie im globalen Bereich bereits zu merkbaren Klimaänderungen geführt hat und im verstärkten Maße führen wird. Ein Eintreten der angedeuteten, durch die Aktivitäten der gegenwärtigen Menschheit mit verursachten z. T. globalen Klimaänderungen würde das Gefüge der jetzigen Klimazonen ändern und müßte zu katastrophalen Auswirkungen führen. Eine Erschütterung der gesamten Menschheit könnte kaum ausbleiben. Unsere Generation hat dafür Sorge zu tragen, daß ihre Eingriffe nicht in Richtung solcher radikaler Klimaveränderungen zielen, deren Auswirkungen von nachfolgenden Generationen nicht mehr rückgängig gemacht werden könnten.

- AHLMANN, H. W., *Glacier Variations and Climatic Fluctuations*; New York 1953, 51 S.
- AICHELE, H., *Frostgefährdete Gebiete in der Baar, eine kleinklimatische Geländekartierung*; in: *Erdkunde* 1951, S. 70–73.
- ALISSOW, B. P., *Die Klimate der Erde*; Berlin 1954 (russ. Original 1950), 227 S.
- Ders., DROSDOW, O. A., und RUBINSTEIN, E. S., *Lehrbuch der Klimatologie*; Berlin 1956 (russisch, Leningrad 1952), 536 S.
- Akademie f. Raumforsch. u. Landespl., *Die Anwendung der Fernerkundung in der Planung*; Hannover 1982.
- BACH, W., *Changes in the composition of the atmosphere and their impact upon climate variability – an overview*; Bonner Met. Abh. Heft 24, 1976.
- BARRETT, E. C., *Viewing Weather from Space*; London 1967, 140 S.
- BARRY, R. G. und CHORLEY, R. J., *Atmosphere, Weather and Climate*; London 1971<sup>2</sup>, 384 S.
- BARSCH, D., und WEISCHET, W., *Studien zum Problem der Deformation von Baumkronen durch Wind*; Freiburg. Geogr. Hefte 1, 1963.
- BAUMGARTNER, A., und REICHEL, E., *Die Weltwasserbilanz. Niederschlag, Verdunstung und Abfluß über Land und Meer sowie auf der Erde im Jahresdurchschnitt*; München 1975.
- BAUR, F., *Musterbeispiele europäischer Großwetterlagen*; Wiesbaden 1947, 35 S.
- Ders., *Einführung in die Großwetterkunde*; Wiesbaden 1948, 165 S.
- Ders., *Physikalisch-statistische Regeln als Grundlagen für Wetter- und Witterungsvorhersagen*, 2 Bände; Frankfurt/M. 1956 und 1958, 138 und 152 S.
- Ders., *Linkes Meteorologisches Taschenbuch*; Leipzig 1962<sup>2</sup>, 806 S.
- BERÉNYI, D., *Mikroklimatologie*; Stuttgart 1967, 328 S.
- BERG, H., *Einführung in die Bioklimatologie*; Bonn 1947, 139 S.
- BERGER-LANDEFELDT, U., *Der Energieumsatz am Standort*; in: *Bot. Jb.* 1967, S. 402–448.
- BERGERON, T., *Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse*; Geophys. Publ., Nr. 6, Oslo 1928, 111 S.
- Ders., *Richtlinien einer dynam. „Klimatologie“*; in: *Met. Ztschr.* 1930, S. 246–262.
- BJELANOVIĆ, MOMIR M., *Mesoklimatische Studien im Rhein- und Moselgebiet. Ein Beitrag zur Problematik der Landesklimate*; Diss. Bonn 1966/67.
- BJERKNES, V., *Dynamische Meteorologie und Hydrographie*; Braunschweig 1912/13, 2 Bde., 212 und 172 S.
- BJERKNES, J., und SOLBERG, H., *Life Cycle of Cyclones and Polar Front Theory of Atmospheric Circulation*; Geophys. Publ. 3, No. 1, 1921, 60 S.
- BLAIR, T. A., *Climatology, General and Regional*; New York 1954<sup>5</sup>, 478 S.
- BLÜTHGEN, J., und WEISCHET, W., *Allgemeine Klimageographie. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie*; Berlin 1980.
- Ders., *Synoptische Klimageographie*; in: *Geogr. Ztschr.* 53, 1965, S. 10–51.
- BÖHM, H., *Die geländeklimatologische Bedeutung des Bergschattens und der Exposition für das Gefüge der Natur- und Kulturlandschaft*; in: *Erdkunde* 1966, S. 81–93.
- BROOKS, C. E. P., *Climate through the Ages*; London 1949<sup>2</sup>, 395 S.
- Ders., *Climate in everyday life*; London 1950, 314 S.
- BRÜCKNER, E., *Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit*; Geogr. Abhandl., IV, 2; Wien 1890, 324 S.
- BÜDEL, J., *Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer*; in: *Erdkunde* 1948, S. 22–53.
- BUDYKO, M. I., *Climate and Life* (hrsg. von DAVID H. MILLER); New York 1974.
- Changes of Climate*; UNESCO-WMO Symposium Rom 1961. Arid Zone Research Vol. 20, 488 S.



- CHROMOW, S. P., *Die geographische Verbreitung der Monsune*; in: Pet. Geogr. Mitt. 101, 1957, S. 234-237.
- DERS., KONČEK, N., und SWOBODA, G., *Einführung in die synoptische Wetteranalyse*; Wien 1940, 532 S.
- CONRAD, V., *Fundamentals of Physical Climatology*; Milton, Mass. 1942<sup>2</sup>, 121 S.
- DERS. und POLLAK, L. W., *Methods in Climatology*; Cambridge, Mass. 1950<sup>2</sup>, 459 S.
- CREUTZBURG, N., *Klima, Klimatypen und Karten*; in: Pet. Mitt. 94, 1950, S. 57-69.
- CRITCHFIELD, H. J., *General Climatology*; Englewood Cliffs 1960, 465 S.
- CROWE, P. R., *Concepts in Climatology*; London 1971, 589 S.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., und LANGWAY, jr., C. C., *Speculations about the next glaciation*; in: Quaternary Research 1972, S. 396-398.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., REEH, N., GUNDESTRUP, N., CLAUSEN, H. B., und HAMMER, C. U., *Climatic changes, norwegian and modern man*; in: NATURE 1975, S. 24-27.
- Deutscher Wetterdienst; *Internationaler Wolkenatlas* (Gekürzte Ausgabe), 2 Bde.; Frankfurt/M. 1957, 66 u. 72 S.
- DIETRICH, G., und KALLE, K., *Allgemeine Meereskunde*; Berlin 1957, 492 S.
- DIETRICH, G., *Ozeanographie. Physische Geographie des Weltmeeres*; Braunschweig 1964<sup>2</sup>, 96 S.
- DIRMHIRN, J., *Das Strahlungsfeld im Lebensraum*; Frankfurt 1964, 426 S.
- DRONIA, H., *Der Städteinfluß auf den weltweiten Temperaturtrend*; Met. Abhandlungen, Inst. für Met. u. Geophysik d. Freien Universität Berlin, LXXIV, 4; 1967, 70 S.
- EASTON, C., *Les Hivers dans l'Europe Occidentale*; Leyden 1928, 210 S.
- ERIKSEN, W., *Probleme der Stadt- und Geländeklimatologie*; Darmstadt 1975.
- ESTIENNE, P., und GODARD, A., *Climatologie*; Paris 1970, 365 S.
- EWING, M., und DONN, W. L., *A theory of ice ages, I*; in: Science 1956, 1958.
- FAUST, H., *Der Aufbau der Erdatmosphäre*; Braunschweig 1968, 307 S.
- DERS., *Das große Buch der Wetterkunde*; Düsseldorf 1968, 338 S.
- FETT, W., *Der atmosphärische Staub*; Berlin 1958, 309 S.
- FEZER, F., *Topoklimatologische Interpretation von Thermalluftbildern*; in: FEZER, F., und SEITZ, R. (Hrsg.), *Klimatologische Untersuchungen im Rhein-Neckar-Raum*. Studien für die Regional- und Siedlungsplanung; Heidelberger Geogr. Arb. 47, 1977, S. 7-14.
- FICKER, H. v., und DE RUDDER, B., *Föhn und Föhnwirkungen*; Leipzig 1948<sup>2</sup>, 114 S.
- FLETCHER, R. D., *The General Circulation of the Tropical and Equatorial Atmosphere*; in: Journal of Meteorol. 2, 1945, S. 167-174.
- FLOHN, H., *Studien zur allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre*; Ber. d. Dt. Wetterd. US-Zone 18, 1950, 52 S.
- DERS., *Neue Anschauungen über die allgemeine Zirkulation und ihre klimatische Bedeutung*; in: Erdkunde 4, 1950, S. 141-162\*.
- DERS., *Die Revision der Lehre vom Passatkreislauf*; in: Met. Rdsch. 6, 1953, S. 1-6.
- DERS., *Witterung und Klima in Mitteleuropa*; Stuttgart 1954<sup>2</sup>, 214 S.
- DERS., *Zur Didaktik der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre*; in: Geogr. Rdsch. 5, 1953, S. 41-56; 12, 1960, S. 129-142, 189-195; auch enthalten in H. FLOHN, *Arbeiten zur allgemeinen Klimatologie*; Darmstadt 1971, 319 S.
- DERS., *Vom Regenmacher zum Wettersatelliten, Klima und Wetter*; München 1968, 254 S.
- DERS., *Der Wasserhaushalt der Erde, Schwankungen und Eingriffe*; in: Verh. der Ges. Dt. Naturforscher und Ärzte; Berlin 1973.
- DERS., *Globale Energiebilanz und Klimaschwankungen*; Bonner Met. Abh. Heft 19, 1973.
- DERS., *Klimaschwankungen der letzten 1000 Jahre und ihre geophysikalischen Ursachen*; in: Dt. Geogr.-Tag Würzburg, 29. 7.-5. 8. 1957; Wiesbaden 1958, S. 201-214.
- DERS., *Modelle der Klimaentwicklung im 21. Jahrhundert*; in: OESCHIGER u. a. (Hrsg.), *Das Klima, Analysen und Modelle. Geschichte und Zukunft*; Berlin 1980, S. 3-17.
- DERS., *Geophysikalische Grundlagen einer anthropogenen Klimamodifikation*; in: Veröff. d. Joachim Jungius-Ges. d. Wiss. Hamburg, 44, 1980, S. 195-218.
- FRANKENBERG, P., *Bodenfeuchte, Mikroklima und Vegetation am Niederrhein*; in: Niederheinische Studien, Arb. z. Rhein. Landesk. 46, 1980, S. 27-34.
- FRENZEL, B., *Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters*; Braunschweig 1967, 296 S.
- GEIGER, R., *Das Stationsnetz zur Untersuchung der bodennahen Luftschicht*; in: Dt. Met. Jb. f. Bayern 1923-1927.

- Ders., *Das Klima der bodennahen Luftschicht*; Braunschweig 1961<sup>4</sup>, 646 S.
- GRIBBIN, J. (Hrsg.), *Climatic change*; Cambridge 1978.
- GRIFFITHS, J. F., *Applied Climatology. An Introduction*; London 1966, 118 S.
- HANN, J., *Handbuch der Klimatologie*. 3. Aufl., in 3 Bd.; Stuttgart 1908–11, 394, 426 u. 713 S.; 4. Aufl. Bd. 1 hrsg. von KARL KNOCH, Stuttgart 1932<sup>4</sup>, 444 S.
- Ders. und SÜRING, R., *Lehrbuch der Meteorologie*. 2 Bde.; Leipzig 1939–1951<sup>5</sup>, 1092 S.
- HARTMANN, F. K., VAN EIMERN, J., und JAHN, G., *Untersuchungen reliefbedingter kleinklimatischer Fragen in Geländequerschnitten der hochmontanen und montanen Stufe des Mittel- und Südwestharzes*; Ber. d. Dt. Wetterdienstes 50, Bd. 7, Offenbach 1959.
- HAURWITZ, B., und AUSTIN, J. M., *Climatology*; New York 1944, 410 S.
- HEINE, K., *Jungquartäre Pluviale und Interpluviale in der Kalahari (südliches Afrika)*; in: Palaeoecology of Africa and the surrounding islands, Vol. 10/11, 1975–77.
- HELLMANN, G., v. ELSNER, G., HENZE, H., und KNOCH, K., *Klima-Atlas von Deutschland*; Berlin 1921, 40 + 63 S.
- HENDL, M., *Entwurf einer genetischen Klimaklassifikation auf Zirkulationsbasis*; in: Zschr. f. Meteorologie 1960, S. 46–50.
- Ders., *Einführung in die physikalische Klimatologie II*; Berlin 1963, 40 S.
- HERMANN, P., *Die Niederschläge im Rheinischen Schiefergebirge in Beziehung zu Einzelwetterlagen*; Diss. Bonn 1949.
- HETTNER, A., *Die Klimate der Erde*; Leipzig 1930, 115 S.
- Ders., *Die Klimate der Erde*; in: Geogr. Zschr. 1911, S. 425–435, 482–502, 545–565, 618–633, 675–685.
- HEYBROCK, W., *Gescherrückgang und Erhöhung des Meeresspiegels*; in: Pet. Geogr. Mitt. 101, 1957, S. 184–193.
- HEYER, E., *Witterung und Klima. Eine allgemeine Klimatologie*; Leipzig 1963, 439 S.
- HOFFMANN, G., *Die mittleren jährlichen und absoluten Extremtemperaturen der Erde*; Abh. d. Inst. f. Meteor. u. Geophys. d. Freien Univ. Berlin, Band VIII, Heft 3 und 4, 1959, 104 + 64 u. 168 S.
- HOLTMEIER, F. K., *Der Einfluß der orographischen Situation auf die Windverhältnisse im Spiegel der Vegetation*; in: Erdkunde 1971, S. 178–195.
- Ders., *Geökologische Beobachtungen und Studien an der subarktischen und alpinen Waldgrenze in vergleichender Sicht (Nördliches Fennoskandien/Zentralalpen)*; Erdwissenschaftliche Forschung 18; Wiesbaden 1974.
- HORNEY, G., *Die Schlehenblüte 1965 im Wispertal. Ein Beispiel für den Einsatz der Phänologie bei geländeklimatischen Untersuchungen*; in: Met. Rdsch. 1966, H. 5, S. 133–136.
- HUMPHREYS, W. J., *Physics of the Air*; New York und London 1964<sup>3</sup>, 676 S.
- HUNTINGTON, E., *Civilization and Climate*; New Haven 1924<sup>3</sup>, 453 S.
- ISRAEL, H., *Luftelektrizität und Radioaktivität*; Berlin 1957, 125 S.
- JACOBS, I., *5- bzw. 40jährige Monatsmittel der absoluten Topographien der 1000-mb-, 850-mb-, 500-mb- und 300-mb-Flächen sowie der relativen Topographien 500/1000 mb und 300/500 mb über der Nordhemisphäre und ihre monatlichen Änderungen*; Met. Abhandlungen, Inst. f. Met. u. Geophys. d. Freien Universität Berlin, IV, 1, 1957, 342 S.; IV, 2, 1958, 178 S.
- JENSCH, G., *Klima-Globus*; Berlin 1970.
- KELL, K., *Handwörterbuch der Meteorologie*; Frankfurt/M. 1950, 604 S.
- KENDREW, W. G., *Climatology*; Oxford 1957<sup>2</sup>, 400 S.
- Ders., *The Climates of the Continents*; Oxford 1963<sup>5</sup>, 608 S.
- KESSLER, A., *Globalbilanzen von Klimaelementen*; Ber. Inst. Meteor. Klimat. Techn. Univ. Hannover 3, 1968, 141 S.
- KIRCH, R., *Temperaturverhältnisse in der Arktis während der letzten 50 Jahre*; Met. Abhandlungen, Inst. f. Met. u. Geophysik d. FU Berlin, LXIX, 3; 1966, 106 S.
- KLAUS, D., *Natürliche und anthropogene Klimaänderungen und ihre Auswirkungen auf den wirtschaftenden Menschen*; Fragenkreise 23 529, Paderborn 1980.
- Klimaänderungen, Mensch und Lebensraum. Vorträge 1979*; Veröff. Joachim Jungius-Ges. d. Wiss. Hamburg Nr. 44; Göttingen 1980.
- KNOCH, K., *Die Geländeklimatologie, ein wichtiger Zweig der angewandten Klimatologie*; in: Ber. z. Dt. Landeskunde 7, 1949, S. 115–223.
- Ders., *Klima und Klimaschwankungen*; Leipzig 1930, 150 S.
- Ders., *Die Landesklimateaufnahme. Wesen und Methodik*; Ber. d. Dt. Wetterdienstes Nr. 85, Offenbach 1963, 64 S.

- Ders. und SCHULZE, A., *Methoden der Klimaklassifikation*; Pet. Geogr. Mitt., Erg.-H. 249, Gotha 1954<sup>2</sup>, 79 S.
- KÖPPEN, W., *Versuch einer Klassifikation der Klimate vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt*; in: Geogr. Zschr. 1900, S. 593–611 und 657–679.
- Ders., *Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahresablauf*; in: Pet. Mitt. 1918, S. 193–203 und 243–248.
- Ders., *Klimate der Erde – Grundriß der Klimakunde*; Berlin 1931.
- Ders. und GEIGER, R., *Klimakarte der Erde*; Gotha 1928, neu bearb. v. R. GEIGER und W. POHL; Darmstadt 1961.
- Dies. (Hrsg.), *Handbuch der Klimatologie*, 5 Bde.; Berlin 1930–1939, nicht vollständig erschienen.
- KÖPPEN, W., und WEGENER, A., *Die Klimate der geologischen Vorzeit*; Berlin 1924, 256 S.
- KRATZER, P. A., *Das Stadtklima*; Braunschweig 1956<sup>2</sup>, 184 S.
- KRAUS, H., *Die Energieumsätze in der bodennahen Atmosphäre*; in: Ber. d. Dt. Wetterdienstes Bd. 16, 1970.
- KUKLA, G. J., *Pleistocene Land-Sea Correlations, I. Europe*; in: Earth Science Revue 1977, S. 307–374.
- KUPFER, E., *Entwurf einer Klimakarte auf genetischer Grundlage*; in: Zschr. f. Erdkundeunterricht 1954, S. 5–13.
- LAMB, H. H., *On the Frequency of Gales in the Arctic and Antarctic*; in: Geogr. Journ. 123, 1957, S. 287–297.
- Ders., *The Changing Climate*; London 1968<sup>2</sup>, 236 S.
- Ders., *Klimatische Tendenzen und Untersuchungen zur allgemeinen Zirkulation*; in: Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatologie, Bd. 13, 1965, S. 531–557.
- Ders., *Volcanic dust in the atmosphere with a chronology and assessment of its meteorological significance*; in: Phil. Trans. Roy. Soc. London, 266, 1970, S. 425–533.
- Ders., *Climate: Present, Past, and Future*. Bd. I 1972, Bd. II 1977; London 1977.
- LANDSBERG, H. E. (Hrsg.), *World Survey of Climatology*, 15 Bde.; Amsterdam 1969 ff. Modernstes Standardwerk der allg. u. regionalen Klimatologie.
- LAUER, W., *Humide und aride Jahreszeiten in Afrika und Südamerika und ihre Beziehung zu den Vegetationsgürteln*; Bonner Geogr. Abh. Bd. 9, 1952.
- Ders., *Vom Wesen der Tropen. Klimaökologische Studien zum Inhalt und zur Abgrenzung eines irdischen Landschaftsgürtels*; Abh. der Math.-Naturwiss. Kl. Akad. d. Wiss. u. d. Lit.; Mainz 1975.
- Ders., *Timberline studies in Central Mexico*; in: Arctic and Alpine Research, Vol. 10, No. 2, 1978, S. 383–396; Boulder, Colorado 1978.
- Ders. und FRANKENBERG, P., *Zum Problem der Tropengrenze in der Sahara*; in: Erdkunde 1977, S. 1–15.
- Dies., *Untersuchungen zur Humidität und Aridität von Afrika. Das Konzept einer potentiellen Landschaftsverdunstung*; Bonner Geogr. Abh., Bd. 66, 1981.
- LAUTENSACH, H., *Klimakunde als Zweig länderkundlicher Forschung*; in: Geogr. Zschr. 46, 1940, S. 393–408.
- Ders., *Der hochsommerliche Monsun in Süd- und Ostasien und auf den angrenzenden Meeren*; in: Pet. Mitt. 94, 1950, S. 18–24.
- LILJEQUIST, G. H., *Klimatologi*; Stockholm 1970, 527 S.
- LYSGAARD, L., *Recent Climatic Fluctuations*; Folia Geogr. Danica 5, Kopenhagen 1949, 86 S.
- MARKGRAF, H., *Die vorherrschenden Winde auf dem Atlantischen Ozean im Januar und Juli*; Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröffentlichung Nr. 7; Hamburg 1955, 6 + 7 S.
- MARKHAM, S. F., *Climate and the Energy of Nations*; Oxford 1947<sup>2</sup>, 240 S.
- MATTHÄUS, H.-G., *Neue Ergebnisse der Meteorologie der Antarktis*; Met. Abhandlungen. Inst. f. Met. u. Geophys. d. Freien Universität Berlin, LX, 1, 1965, 140 S.
- MCBOYLE, G. R., *Climate classification of Australia by computer*; in: Australian Geogr. Studies, 9, 1971, S. 1–14.
- MCINTOSH, D. H., *Meteorological Glossary*; London 1964, 288 S.
- MEINARDUS, W., *Allgemeine Klimatologie*; in: KLUTE, Hdb. d. Geogr. Wiss., Bd. Physikalische Geographie; Potsdam 1933, S. 118–226.
- Meteorologischer und Hydrologischer Dienst der DDR: *Klimaatlas für das Gebiet der DDR*; Berlin 1953.
- MILANKOVITCH, M., *Mathematische Klimalehre*; in: Hdb. d. Klimatologie v. W. KÖPPEN und R. GEIGER, Band I, Teil A; Berlin 1930, 176 S.
- MILLER, A., *Climatology*; London und New York 1970<sup>2</sup>, 328 S.
- MITCHELL JR., J. M., *Recent secular changes of global temperature*; in: Ann. New York Acad. Sci. 95, 1961, S. 235–250.

- NEEF, E., und Mitarb., *Allgemeine physische Erdkunde. Lehrbuch für das 9. Schuljahr*; Berlin, 1954, S. 73–81.
- OESCHGER, H., MESSERLI, B., und SVILAR, M., *Das Klima – Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft*; Berlin 1980.
- OLBRÜCK, G., *Untersuchung der Schauertätigkeit im Raume Schleswig-Holstein in Abhängigkeit von der Orographie mit Hilfe des Radargerätes*; in: Schr. d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel 26, H. 3, 1967.
- PÉDELABORDE, P., *Les moussons*; Paris 1958, engl. London 1963, 196 S.
- Ders., *Introduction à l'étude scientifique du climat*; Paris 1970<sup>2</sup>, 246 S.
- PÉGUY, CH., *Précis de climatologie*; Paris 1970<sup>2</sup>, 468 S.
- PENCK, A., *Versuch einer Klimaklassifikation auf physiographischer Grundlage*; in: Sitz.-Ber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-Math. Kl. 12, Berlin 1910, S. 236–246.
- PLASS, G. N., *The carbon dioxide theory of climatic change*; in: TELLUS 1956, S. 140–154.
- RAETHJEN, P., *Dynamik der Zyklonen*; Leipzig 1953, 384 S.
- RIEHL, H., *Tropical Meteorology*; New York 1954, 392 S.
- Ders., *Introduction to the Atmosphere*; New York 1972<sup>2</sup>, 516 S.
- ROEDIGER, G., *Der europäische Monsun*; in: Veröff. d. Geophys. Inst. Leipzig, 4, 1929, S. 119–179.
- VAN ROOY, M. P., *Meteorology of the Antarctic*; Pretoria 1957, 240 S.
- DE RUDDER, B., *Grundriß einer Meteorobiologie des Menschen. Wetter- und Jahreszeiteinflüsse*; Berlin 1952<sup>3</sup>, 303 S.
- V. RUDLOFF, H., *Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit dem Beginn der regelmäßigen Instrumenten-Beobachtungen 1670*; Braunschweig 1967, 370 S.
- SCHERHAG, R., *Die Zunahme der atmosphärischen Zirkulation in den letzten 25 Jahren*; in: Ann. d. Hydr. u. marit. Meteor. 64, 1936, S. 397–407.
- Ders., *Die Erwärmung der Arktis*; J. du Conseil Intern. p. l'Explor. de la Mer 12, Kopenhagen 1937, S. 263–276; siehe auch Ann. Hydr. u. marit. Meteor. 67, 1939, S. 57–67, 292–303.
- Ders., *Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose*; Berlin, Göttingen, Heidelberg 1948, 424 S.
- Ders., *Probleme der allgemeinen Zirkulation*; in: Geophysica 6, Nr. 3/4, Helsinki 1958, S. 539 bis 557.
- Ders. und Mitarbeiter, *Klimatologische Karten der Nordhemisphäre*; Inst. f. Met. u. Geophys. d. Freien Universität Berlin, Met. Abh. C, 1, 1969, 226 S., 214 Karten.
- Dies., *Der jährliche Witterungsverlauf über der Nordhemisphäre*; Inst. f. Met. u. Geophys. d. Freien Universität Berlin, Met. Abh. C, 2, 1970, 152 S., 108 Karten.
- SCHIRMER, H., *Die räumliche Verteilung der Bänderstruktur des Niederschlags in Süd- und Südwestdeutschland. Klimatologische Studien zum Zwecke der Landesplanung*; Forsch. z. Dt. Landesk. 205, 1973.
- SCHMAUSS, A., *Das Problem der Wettervorhersage*; Leipzig 1945<sup>5</sup>, 138 S.
- SCHNEIDER-CARIUS, K., *Die Grundschrift der Troposphäre*; Leipzig 1953, 168 S.
- Ders., *Das Klima, seine Definition und Darstellung, zwei Grundsatzfragen der Klimatologie*; Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, 2. Ser., Bd. 17, Leipzig 1961, 80 S.
- SCHNELLE, F., *Einführung in die Probleme der Agrarmeteorologie*; Stuttgart 1948, 154 S.
- Ders., *Pflanzen-Phänologie*; Leipzig 1955, 299 S.
- SCHÖNWIESE, CHR.-D., *Zum aktuellen Stand rezenter Klimaschwankungen*; in: Meteorol. Rdsch. Juni 1978, S. 73–84.
- Ders., *Klimaschwankungen*; Berlin 1979.
- SCHWARZBACH, M., *Das Klima der Vorzeit*; Stuttgart 1974.
- SCULTETUS, H. R., *Praktische Arbeitsweisen der Klimatologie*; Braunschweig 1969, 163 S.
- SEILKOPF, H. (Dt. Seewarte Hamburg), *Maritime Meteorologie*; in: *Handbuch der Fliegerwetterkunde*; hrsg. v. R. HABERMEHL; Berlin 1939, 150 S.
- SHAPLEY, H. (Hrsg.), *Climatic Change. Evidence, Causes and Effects*; Cambridge (Mass.) 1953, 318 S.
- STEINER, D., *A multivariate statistical approach to climatic regionalization and classification*; in: Tijdschr. Kon. Ned. Aardijksk. Gen. 1965, S. 329–347.
- STIEHL, E., *Niederschlagsanalyse im Raum Marburg/Lahn unter besonderer Berücksichtigung der Witterungs- und Reliefeinflüsse*; Diss. Marburg 1970.
- STRINGER, E. T., *Foundations of Climatology*; Reading 1972, 508 S.
- Ders., *Techniques of Climatology*; Reading 1972, 510 S.
- SUPAN, A., *Die Temperaturzonen der Erde*; in: Pet. Geogr. Mitt. 25, 1879, S. 349–358.



- TERJUNG, W. H., *Toward a climatic classification based on Net Radiation*; in: Proc. of the Ass. Am. Geogr., 2, 1970, S. 140-144.
- Ders., und S.-F. ST. LOUIE, *Energy input-output climates of the world: A preliminary attempt*; in: Arch. Meteor. Geophys. u. Bioklima, Bd. 20, 1972, S. 129-166.
- THORNTWHAITE, C. W., *The climates of North America according to a new classification*; in: Geogr. Rev. 1931, S. 633-655.
- Ders., *The climates of the earth*; in: Geogr. Rev. 1933, S. 433-440.
- Ders., *Problems in the Classification of Climate*; in: Geogr. Rev. 33, 1943, S. 233-255.
- Ders., *An approach toward a rational classification of climate*; in: Geogr. Rev. 1948, S. 55-94.
- TREWARTHA, G. T., *The Earth's Problem Climates*; Madison 1968<sup>2</sup>, 342 S.
- Ders., *An Introduction to Climate*; New York 1968<sup>4</sup>, 408 S.
- TROLL, C., *Thermische Klimatypen der Erde*; in: Pet. Geogr. Mitt. 89, 1943, S. 81-89.
- Ders., *Der asymmetrische Aufbau der Vegetationszonen und -stufen auf der Nord- und Südhalbkugel*; in: Ber. d. Geobot. Forsch.-Inst. Rübel/Zürich f. d. Jahr 1947; Zürich 1948, S. 46-83.
- Ders., *Tatsachen und Gedanken zur Klimatypenlehre*; in: Festschr. J. SÖLCH, Wien 1951, S. 184-202.
- Ders., *Karte der Jahreszeitenklimate der Erde*; in: Erdkunde 18, 1964, S. 5-28.
- VAIL, P. R., und J. HARDENBOL, *Sea-Level changes during the tertiary*; in: OCEANUS 1979, S. 71-79.
- WAGNER, A., *Klimaänderungen und Klimaschwankungen*; Braunschweig 1940, 221 S.
- WALTER, H., *Standortslehre (Analytisch-ökologische Geobotanik). Grundlagen der Pflanzenverbreitung III, 1*; Stuttgart 1960.
- WATTS, I. E. M., *Equatorial Weather with Particular Reference to Southeast Asia*; London 1955, 223 S.
- WEISCHET, W., *Die Geländeklimate der Niederrheinischen Bucht und ihrer Rahmenlandschaften. Eine geographische Analyse subregionaler Klimadifferenzen*; Münchener Geogr. Hefte, 8, 1955.
- Ders., *Die räumliche Differenzierung klimatologischer Betrachtungsweisen. Ein Vorschlag zur Gliederung der Klimatologie und zu ihrer Nomenklatur*; in: Erdkunde 1956, S. 109-122.
- WILSON, A. T., *Past surges in the West Antarctic ice sheet and their climatological significance*; in: Antarctic glacial history and world palaeo environments. Inst. Council of Cientific Unions 1977; Rotterdam 1976, S. 33-39.
- V. WISSMANN, H., *Die Klima- und Vegetationsgebiete Eurasiens*; in: Zschr. Ges. Erdk. Berlin 1939, S. 1-14.
- Ders., *Pflanzengeographische Grenzen der warmen Tropen*; in: Erdkunde 1948, S. 81-92.
- WOEIKOFF, A., *Die Klimate der Erde*, 2 Bde.; Jena 1887, 396 u. 422 S.
- WÜST, G., BROGMUS, W., und NOODT, E., *Die zonale Verteilung von Salzgehalt, Niederschlag, Verdunstung, Temperatur und Dichte an der Oberfläche der Ozeane*; in: Kieler Meeresforschungen 10, 1954, S. 137-161.

Für jedes Flächenland der Bundesrepublik Deutschland ist vom Deutschen Wetterdienst ein *Klimaatlas* herausgegeben worden: Hessen 1950, Bayern 1952, Baden-Württemberg 1953, Rheinland-Pfalz 1957, Nordrhein-Westfalen 1960, Niedersachsen 1964, Schleswig-Holstein 1967.

Klimatabellenwerke: *Tables of Temperature, Relative Humidity and Precipitation for the World I-VI*. Met. Office: London 1958-1967. - *Climatological Normals (CLINO) for climate and climate ship stations for the period 1931-1960*; WMO Publ. 117, 1962; ältere jeweils zehnjährige Mittel sind in verschiedenen Ausgaben der World Weather Records (hrsg. vom Weather Bureau Washington) publiziert worden; die Mittel der früheren Normalreihe (1901-1930) enthält *Monthly Normals for Climate Values (1901-1930)*, WMO Clino Nr. 1; Genf 1948 ff.

# Register

- Abfluß 102  
Ablation 103  
Absorption 46, 47  
Abwärme 192  
Aerologie 10  
Aerosol 184  
ageostrophisch 38  
Agrarklimatologie 139  
Akklimatisation 175  
Albedo 176, 180  
Aläutentief 53, 67  
ALISSOW 100  
Alleröd-Wärmeschwan-  
kung 129  
Altostratus 18  
Altweibersommer 92, 95  
Aneroidbarometer 22  
Antarktis 45, 110  
Antipassat 68, 69  
Aphel 43, 136  
Äquatorialströme 98  
Arktikfront 65  
Arktis 45  
Auftauboden 113  
Auftriebswasser 56, 71, 98  
Ausstrahlung 158  
Azorenhoch 53
- BEAUFORT 29  
Benguelastrom 56, 70, 74,  
96  
BERGER-LANDEFELDT 142  
BERGERON, T. 61, 64  
Bergwind 33  
Beschattung 150  
Bestandsklima 139, 159  
Bioklimatologie 169, 171  
Biometeorologie 169  
BJERKNES, V. 22, 61  
Blizzard 40, 95  
BLÜTHGEN 134  
Blutregen 91  
Bodenerosion 191  
Bodenrauigkeit 48  
Bodenreflexion 46  
Bodenschicht 19
- Bodenwetterkarte 22  
Böenwalze 63  
Bölling 129  
Bora 40, 41  
Borealklima, hochkonti-  
nentalen 113  
kontinentales 112  
ozeanisches 112  
Breva 33  
BUDYKO 99
- Campos 121  
Chamsin 40, 42  
Cherrapunjee 84  
Chinook 13, 40, 41  
Cirrocumulus 15  
Cirrostratus 15  
Cirrus 15  
CONRAD 89  
Coriolisbeschleunigung  
38, 76  
CO<sub>2</sub>-Hypothese 137  
CO<sub>2</sub>-Zufuhr 180  
CREUTZBURG 102  
Cumulonimbus 13, 18  
Cumulus 13, 15, 18
- Dampfdruck 10  
DANSGAARD 132  
Datierungsmethoden 125  
Dauerfrostboden 113  
Death Valley 49  
Dendrochronolo-  
gie 126, 128  
Divergenz 73  
Doldrum 52  
Dornbuschsavanne 122  
Dornsteppe 116, 119  
Druckwellen 54  
Dryas-Zeit 129  
Dunkelmeer 97  
Dürre 70
- Einstrahlung 45, 46, 158  
Eisheilige 92
- Eisklima, hochpolares 110  
Eismeerluft 66  
Eisschild, grönländischer  
110  
Eiszeithypothesen 137  
Ekmansches Gesetz 35  
Emissionen 184  
EMONDS 186  
Energiebilanzklimate 99  
Erdbahnelemente 136  
Erdrotation 35  
ERIKSEN 186  
Etesien 88  
Evapotranspiration 145  
EXNER, F. M. 38
- Fallwinde, katabatische 67  
Festlandsluft 66  
Feuchtigkeit,  
absolute 10, 153  
maximale absolute 11  
relative 11, 154, 158  
spezifische 10  
Feuchtklima, kühlgemä-  
ßigtes 116  
tropisch-sommerhumi-  
des 121  
Feuchtluftklima, vollarides  
123  
Feuchtluftwüsten 71, 123  
Feuchtsavannen 121  
Feuchtwald, regengrüner  
121  
Fliehkraft 36, 37  
FLURI 90  
FLOHN 90, 100, 138  
Föhn 13, 40  
Föhneinbruch 41  
Föhnmauer 40  
Föhnwinde 41  
Forstklimatologie 139  
FRANKENBERG 101, 103  
Fronten 61  
Frostgrenze 101  
absolute 118, 119

- Frostlöcher 150  
 Frostschtzone 111  
 Frostwechsel 112  
 furious fifties 53  
  
**Gebirgsvergletscherung** 106  
 Gebirgswinde 31  
 Gefrorenis, ewige 111, 113  
 Gegenstrahlung 47, 141  
 GEIGER, R. 141  
 Geländeklima 139  
 Geländeklimatologie 139, 147  
 Gesamtstrahlung 46  
 Ghibli 40, 42  
 Glashauswirkung 47, 180  
 Glaziale 127  
 Gleichgewicht, indifferentes 13  
 Gletscherschwankungen 128  
 Gletscherwind 32  
 Gradientkraft 36-38  
 Graslandklima, immerfeuchtes 119  
 Grassteppe 118, 119  
 Graupel 12  
 Griesel 12  
 Grundsicht 19  
 Guinea, Golf von 96  
 Gunstklima 173  
  
**Habub** 70  
 HADLEY, G. 51  
 Hadley-Zirkulation 51  
 Hagel 12  
 Halbwüsten 116, 118  
 Hangabwind 32  
 Hangaufwind 32  
 Hangexposition 148  
 Hangneigung 150  
 HANN-SÜRING 58  
 Harmattan 96  
 Hartlaubregionen 117  
 HELLPACH, W. 175  
 HENDL 100  
 HETTNER 100  
 Himmelsstrahlung 141  
   diffuse 47  
 Hoch, blockierendes 64  
   pazifisches 53  
   sibirisches 54  
 Hochdruckgürtel, subtropischer 52, 59  
   südhemisphärischer 55  
 Hochdruckring 53  
   nordhemisphärischer 55  
   Hochdruckzentren 52  
   Hochgrassavannen 121  
   Hochgrassteppen 116  
   Höhenhoch 83  
   Höhenkältepol 45  
   Höhenklimate 107  
   Höhenwetterkarte 22  
   HOWARD, L. 15  
   Humboldtstrom 56, 70, 74  
   HUNTINGTON 175  
   Hurrikane 73, 94  
   Hydrometeore 9  
   Indian summer 95  
   Industrialisierung 176  
   Infrarotstrahlung 168  
   Inlandeis, grönlandisches 110  
   Inlandeisvergletscherung 126  
   Interglaziale 127  
   Interzeption 161  
   Inversionen 20, 71  
   Island 54  
   Islandtiefs 60  
   Isohygromenen 103  
   Isothermie 106, 162  
  
 JACOBS, I. 56  
 JÁUREGUI 186  
 jet stream 39  
  
**Kalifornienstrom** 71  
**Kalium-Argon-Methode** 126  
 Kalmen 52, 54  
 Kältegewitter 14  
 Kältewellen 77  
 Kältewüsten 111  
 Kaltfront 62  
 Kaltluftschleppe 63  
 Kaltluftseen 150, 151  
 Kaltlufttropfen 51, 64  
 Kaltphasen 127, 128  
 Kaltzeiten, pleistozäne 137  
 Kanarenstrom 71  
 KESSLER 182  
 Kleine Eiszeit 133, 134, 137  
 Klima 7  
   arides 58  
   humides 58  
   humides und subhumides 120  
   sommerfeuchtes, winterkaltes und wintertrockenes 116  
   subarktisch-kontinentales 111  
   subkontinentales 115  
   subpolares hochozeanisches 111  
   tropisch-arides 122  
   vollarides 122  
   winterfeucht-sommerdürres semiarides 117  
   winterfeuchtes, semihumides 117  
   winterkaltes, arides 116  
 Klimaänderungen 135, 136  
 Klimabeeinflussungen, anthropogene 124  
 Klimabruch 128  
 Klimateilungen, effektive 102  
 Klimagebiete 99  
 Klimageographie 8  
 Klimageschichte 124  
 Klimagürtel 99  
 Klimaklassifikationen 99, 107  
   effektive 99  
   genetisch-dynamische 99  
 Klimaoptimum, postglaziales 131  
 Klimaschwankungen 124, 127, 133, 135, 179, 182  
   natürliche 124  
   postglaziale 129  
 Klimate, aride 102, 118  
   humide 102  
   nivale 102  
   semiaride winterkalte, sommerdürre 116  
   sommerheiße-humide 119  
   warmgemäßigte 117  
 Klimatisierung 165  
 Klimatologie 7, 8  
 Klimaumbaue 127  
 Klimatyp, kontinentaler 115  
   ozeanischer 115  
   subozeanischer 115  
 Klimazeugen 124, 126  
 Klimazonen 99, 116, 128  
 KNOCH, K. 141  
 Kohlendioxid 47  
 Kondensation 13  
 Kondensationskerne 12, 168, 184  
 Kondensationswärme 13  
 Konvektion 145  
 Konvektionsaustausch 143  
 Konvergenz 74  
   innertropische 82

- Konvergenzzone, tropische 81  
 KÖPPEN, W. 104  
 KRAUS, G. 141, 142  
 KUKLA 127  
 KUPFER 100  
 Kurortklimatologie 170, 171  
 Kurzgras-Prärie 119  
 Kurzgras-Steppe 116  
 Küstenwüsten 70  
  
 LAMB 132, 133, 135, 137  
 Landregen 14  
 Landschaftsverdunstung, potentielle 103  
 Landwind 31  
 Laub- und Mischwälder 114  
 LAUTENSACH 87  
 Lichtintensität 161  
 Luftdruckgürtel 50  
 Luftdruckverteilung 52  
     jährliche 55  
 Luftmassen 66  
 Luftmassenarten 66  
 Luftmassengrenze 62  
 Luftschichten, bodennahe 48  
 Luftverschmutzung 180, 184, 186  
 Luftverunreinigung 168, 184, 185  
  
 Makroklima 139  
 Mallungzone 52, 55, 74, 76, 81  
 Malojawind 33  
 MARKGRAF 76  
 Massenaustausch 143, 145  
 Mauritiusorkane 73  
 Medizin-Meteorologie 169  
 Meeresluft 66  
 Meeresströmungen, kühle 71  
 MEINARDUS 57, 74  
 Meltemia 88  
 Meridionalzirkulation 64  
 Mesoklima 139, 192  
 Meteorologie 7, 9  
 Meteosat 27  
 Mikroklima 139–141, 192  
 MILANKOVITCH 136  
 Millibar 21  
 Mischungsverhältnis 11  
 Mistral 40, 42  
 Mittelbreiten, kontinentale 115  
 Mittwinter 90  
 Monsun 79, 82  
 Monsuneffekt 85  
 Monsunstrom 98  
 Monsuntief 83  
 Monsunwälder 121  
 Monsunzeit 83  
  
 Nachwinter 90  
 Nadelwälder 112, 113  
 Nebelvegetation 123  
 NEEF 100  
 Niederschlag 102  
 Niederschlagsverteilung 78, 80  
 Nimbostratus 18  
 Nimbus 15  
 Nordföhn 41  
 Nordostpassat 68, 79, 96  
 Nordwestmonsun 85  
 Norte 42, 77  
 Northers 77  
  
 Oimjakon 49  
 Okklusion 63  
 Ora 33  
 Ozonschicht 46  
 Ozonosphäre 20  
  
 PAFFEN 106, 107, 111, 114  
 Paläoklima 124, 126  
 Pampero 63  
 Passat 68, 69, 79, 98  
 Passatkreislauf 51  
 Passatströmung, untere 68  
 PENCK, A. 102  
 Peplosphäre 19  
 Perihel 43, 136  
 Permafrost 113  
 Pflanzen/Boden-Ratio 103  
 Photosynthese 146  
 Pleistozän 127  
 Pluvialzeiten 131  
 Polarfront, atlantische 65  
     ozeanische 98  
 Polarluft 66  
 Polarschnee 12  
 Polarzyklonen 64  
 Pollenanalyse 126  
 Precipitation effectiveness index 102  
 Protactinium-Ionen-Methode 126  
 Puna 169  
  
 Quecksilberbarometer 22  
  
 Radiokarbon-Methode 125  
  
 RAETHJEN 51  
 Reibung 38, 163  
 Reibungsaustausch 143  
 Reibungskraft 36  
 Reif 154  
 Reizklima 170  
 roaring forties 39, 52  
 ROEDIGER, G. 89  
 Roßbreiten 52, 69  
 Roßbreiten-Hochdruckgebiete 68  
 Rückstreung 46  
  
 Samum 40  
 Sättigungsdefizit 12, 160  
 Sättigungswert 11  
 Sauerstoff-Isotopen 126, 128  
 Savannenbrände 179, 191  
 Savannenwälder 121, 122  
 Schafskälte 91  
 Scheinleitung 143  
 Schicht, isotherme 20  
 Schirokko 40, 42  
 SCHMAUSS 90  
 Schmelzwärme 12  
 Schonklima 170  
 SCHÖNWIESE 133  
 SCHOTT, G. 94  
 SCHWARZBACH 138  
 Schwüle 166  
 Schwülegrenze 166  
 Seewind 31  
 shrieking sixties 53  
 Singularität 90  
 Skio-Isoplethen 151  
 Smog 180, 187, 190  
 Solarkonstante 43  
 Solifluktion 111, 144  
 Sommer, arktischer 48  
 Sommermonsun 83  
 „Sommer“-Regen, tropischer 79  
 Sonnenferne 43  
 Sonnenflecken 136  
 Sonnennähe 43  
 Sonnenstrahlung 43, 46, 47, 141  
 Soroche 169  
 southerly bursters 63  
 Sperschichten 19  
 Sprühregen 12  
 Stadtklima 139, 180, 189  
 Stadtklimatologie 139  
 Steigungsregen 13  
 STEINER 107  
 Steppenklimate, sommerfeuchte-wintertrockene 118



- Strahlströmung 37, 39, 51, 61  
 Strahlung, ultraviolette 44  
 Strahlungsbilanz 103, 142  
 Strahlungshaushalt 47, 180, 189, 191  
 Strahlungsindex 103  
 Strahlungsintensität 44  
 Strahlungsschwächung 46  
 Strahlungssummen 48  
 Strahlungsumsatz 141  
 Stratocumulus 15  
 Stratosphäre 20, 45, 46  
 Stratus 15  
 Strauchsteppen 118  
 Streuung 46  
 Strömungsdivergenz 71  
 Strukturböden 144  
 Subatlantikum 131  
 Subboreal 131  
 subnival 103  
 Subnivalklima, polares 111  
 Südföhn 41  
 Südostpassat 68  
 Südwestmonsun 96  
 Sukkulentsavanne 122  
 Sukkulentensteppe 119  
  
 Taifune 73  
 Talwind 33  
 Taubildung 154  
 Taupunkt 12, 13  
 Tehuantepecer 40, 42  
 Temperatur 158  
     virtuelle 26  
 Temperaturabnahme, feuchtadiabatische 13  
     trockenadiabatische 13  
     vertikale 48  
 Temperaturinversionen 13  
 Temperatur-Umkehrschichten 19  
 TERJUNG 99  
 Thermalluftbilder 156  
 THORNTHWAITE 102, 141  
 Tiefdruck 52  
     antarktischer 55  
 Tiefdruckgebiete 54  
 Tiefdruckrinne, äquatoriale 53, 55–57, 68, 74  
     subpolare 53  
     tropische 56, 75, 76  
 Tochterzyklonen 63  
 Topographie, absolute 26  
     relative 26  
 Topoklima 139  
 Topoklimatologie 147  
 Tornados 72, 73, 94  
  
 trade winds 68  
 Transgression, flandrische 131  
 Transpiration 158, 161, 165  
 Trockengebiete 69  
 Trockengrenze 102  
 Trockengürtel 53, 70  
     subtropischer 57  
 Trockenklimate 106  
     tropisch-sommerhumide 121  
 Trockensavannen 121  
 Trockenwälder 121  
 Trockenzeit, kleine 122  
 TROLL 106, 107, 111, 114  
 Tropen, feuchte 120  
     isotherme 102  
     kalte 101, 120  
     trockene 120  
     warme 119  
     wechselfeuchte 121  
 Tropengrenze 119  
 Tropikluft 66  
 Tropopause 19, 48  
 Troposphäre 19, 47  
 Trübung, atmosphärische 179  
 Tundra 111  
 Turbulenz 47, 145  
  
 Überwärmung der Stadt 183, 186  
 Ungunstklimate 173  
 Urpasat 69  
 UV-Strahlung 168  
  
 Verdampfungswärme 12  
 Verdunstung 12, 58, 102, 103, 127, 145, 153, 161, 178  
 Vorderindien 81  
 Vorfrühling 91  
 Vulkanausbrüche 179  
  
 Wälder, immergrüne 119  
 Waldklima 139, 158  
 Waldsteppen 116  
 Waldvernichtung 179  
 Walliser Talwind 33  
 Wärme, fühlbare 103, 178, 191  
     latente 11, 103, 191  
 Wärmegewitter 14  
 Wärmehaushaltsgleichung 142  
 Wärmeinseln 181  
 Wärmekapazität 144  
 Wärmeleitfähigkeit 144  
 Wärmemangelgrenze 119  
 Wärmeschwankung 129  
 Wärmestau 165  
 Wärmestrahlung 44, 47, 141  
     langwellige 47  
 Wärmestrom, latenter 178  
 Wärmeüberschuß 186  
 Wärmeübertragung, molekulare 143  
 Warmfront 62  
 Warmsektor 62  
 Warmsektorzyklone 62  
 Warven-Chronologie 126  
 Wasserdampf 10, 47  
 Wasserhaushalt 189  
 Wasserhaushaltsgleichung 183  
 Weihnachtstauwetter 92  
 Westwinde 59, 60  
     äquatoriale 74  
     brave 40  
     ekotropische 52  
 Westwindgürtel 59  
 Wetter-Satelliten 66  
 Willy-Willies 73  
 Wind, ablandiger 71  
     geostrophischer 37  
     katabatischer 32  
     wintermild 117  
 Winterregengebiete 118  
 Winter-Solstitium 45  
 Wirbel, außertropische 61  
 Wirbelstürme, tropische 64, 72, 73  
 WISSMANN, v. 101, 102  
 Witterung 7  
 Witterungsregelfälle 90  
 Wolkenarten 16, 17  
 Wolkenreflexion 46  
 WÜST, G. 58  
 Wüsten 116, 118  
 Wüstenbildung 70  
  
 Zenitalregen 78  
 Zirkulation, planetarische 43  
 Zonalzirkulation 64  
 Zustrahlung, diffuse 46  
     direkte 46  
 Zwergstrauch-Steppe 116  
 Zykclone, okkludierte 62  
 Zyklonen 60, 73  
 Zyklonenfamilie 63

# Das Geographische Seminar

Begründet von Prof. Dr. EDWIN FELS und Prof. Dr. ERNST WEIGT

Herausgegeben von Prof. Dr. ECKART EHLERS  
Prof. Dr. HARTMUT LESER  
Prof. Dr. HERBERT WILHELMY

Bände	Prof. Dr. H. LESER	<i>Geographie</i>
	Prof. Dr. E. WEIGT	<i>Die Geographie</i>
	Prof. Dr. H. LESER und	
	Prof. Dr. W. PANZER	<i>Geomorphologie</i>
	Prof. Dr. D. und	
	Prof. Dr. M. RICHTER	<i>Geologie</i>
	Prof. Dr. G. DIETRICH	<i>Ozeanographie</i>
	Prof. Dr. R. SCHERHAG und	
	Prof. Dr. W. LAUER	<i>Klimatologie</i>
	Prof. Dr. F. WILHELM	<i>Hydrologie und Glaziologie</i>
	Prof. Dr. H.-J. KLINK und	
	Prof. Dr. E. MAYER	<i>Vegetationsgeographie</i>
	Prof. Dr. J. ILLIES	<i>Tiergeographie</i>
		<i>*Landschaftsökologie</i>
	Prof. Dr. J. MAIER,	
	Dr. R. PAESLER,	
	Prof. Dr. K. RUPPERT und	
	Prof. Dr. F. SCHAFFER	<i>Sozialgeographie</i>
		<i>*Bevölkerungsgeographie</i>
	Prof. Dr. H.-G. WAGNER	<i>Wirtschaftsgeographie</i>
	Prof. Dr. W.-D. SICK	<i>Agrargeographie</i>
	Prof. Dr. W. BRÜCHER	<i>Industriegeographie</i>
	Prof. Dr. G. FOCHLER-HAUKE	<i>Verkehrsgeographie</i>
	Prof. Dr. G. NIEMEIER	<i>Siedlungsgeographie</i>
	Prof. Dr. B. HOFMEISTER	<i>Stadtgeographie</i>
	Dr. U. ANTE	<i>Politische Geographie</i>
		<i>*Kartographie</i>

*\*1982 noch nicht erschienen*





ISBN 3-14-160284-0